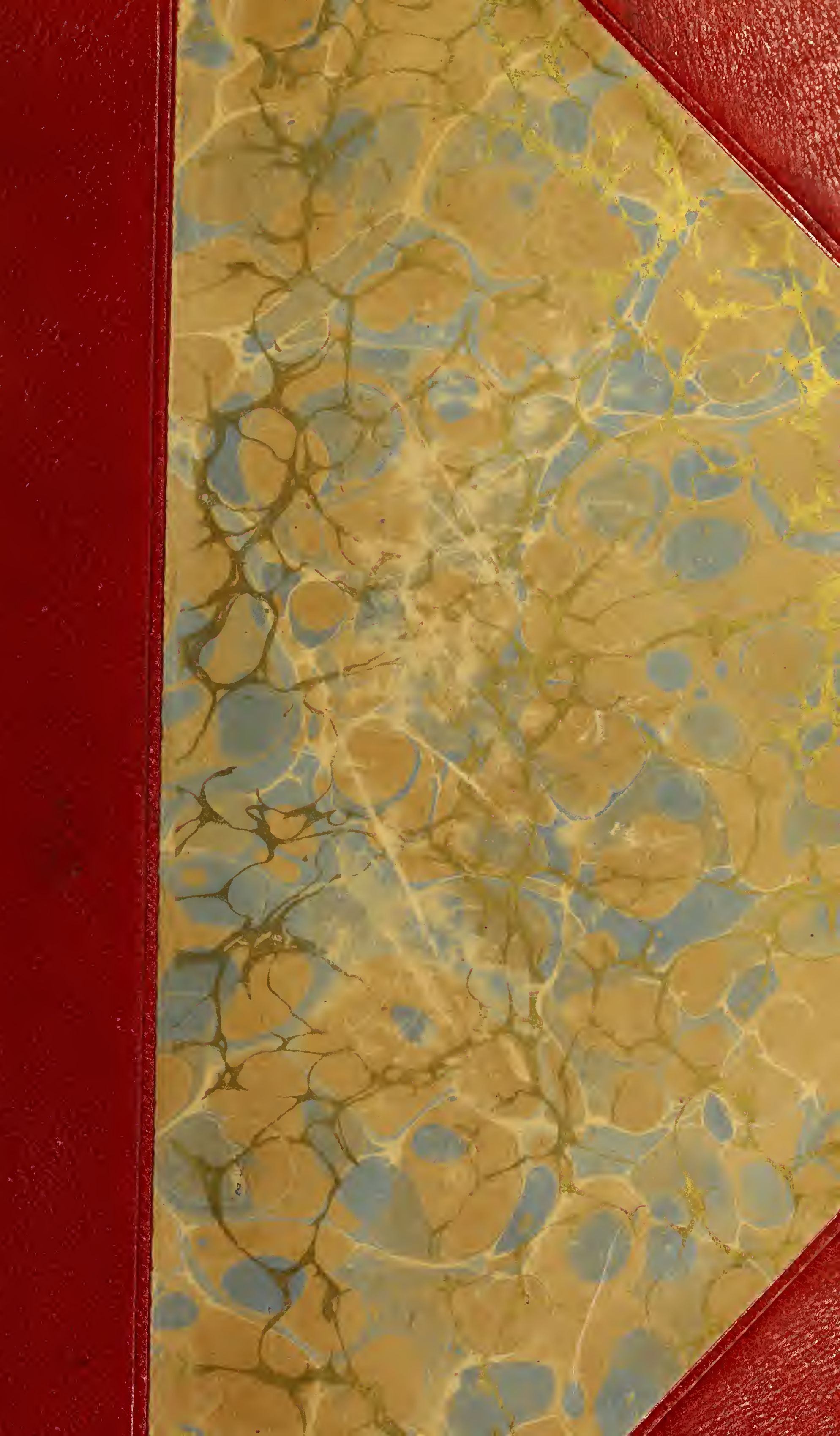










Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin

---

Jahrgang 1914

Mit zahlreichen Figuren im Text



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Druck der K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

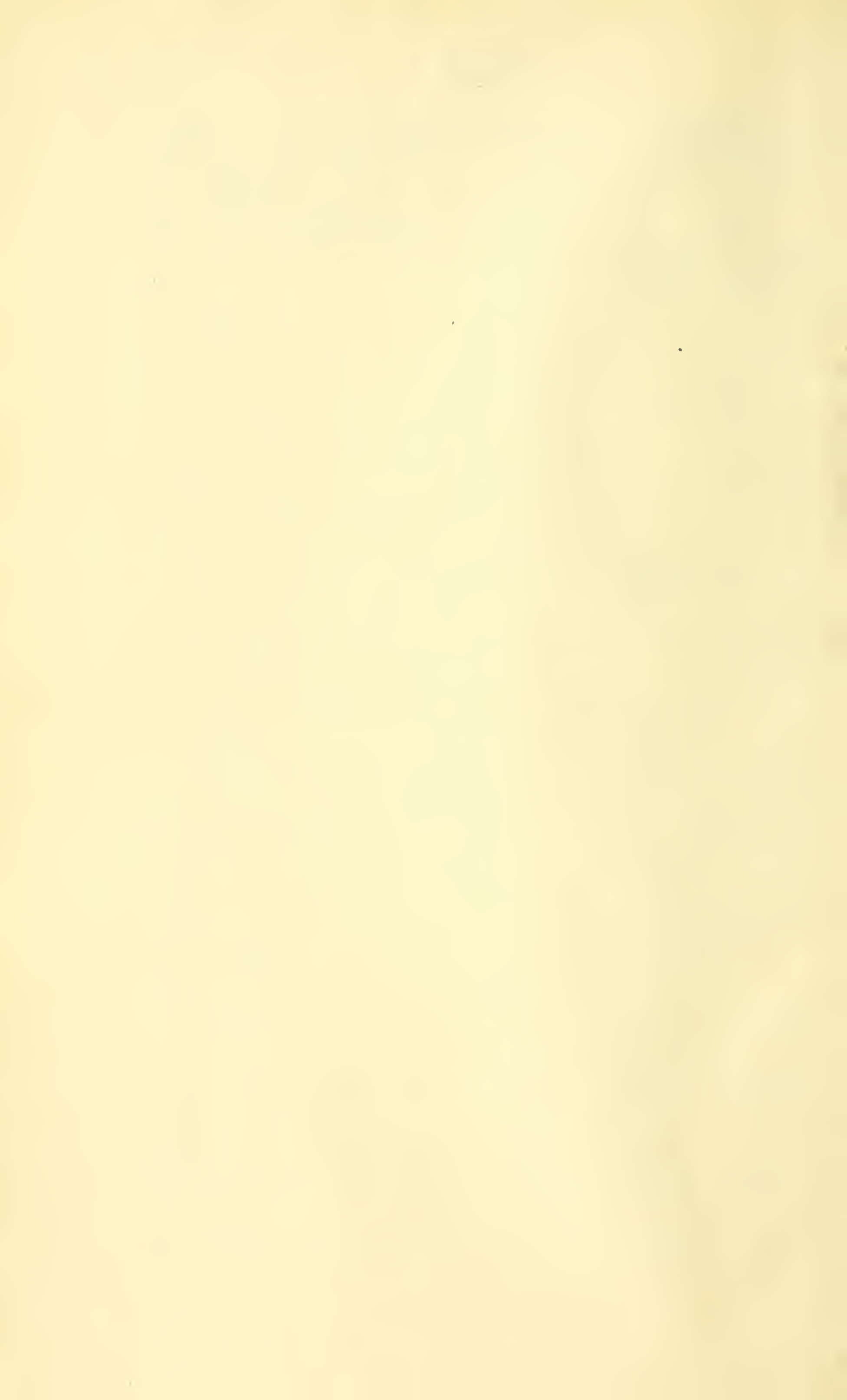
Miscellanea.

Personalia.

Sachregister

zum Centralblatt für Mineralogie etc. 1914.

Die Original-Mitteilungen sind *kursiv* gedruckt.



1. Januar 1914 No. 1

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech**, in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38**

gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über leucitreiche bis leucitfreie Gesteine vom Gunung Beser (Ost-Java).

Von **H. A. Brouwer** in Batavia.

Mit 2 Textfiguren.

Nahe oberhalb des Ortes Krotjok, am Südabhang des nördlich von Bondowoso gelegenen Gunung Beser (alter Kraterwall des Gunung Ringgit)[1], wurde von mir eine Gesteinssuite gesammelt, die Übergänge von Leucitbasalten bis leucitfreie, plagioklasreiche und olivinhaltige Gesteine und Übergänge von Leucititen bis fast leucitfreie Leucittephrite umfaßt. Die leucitfreien, olivinhaltigen Gesteine enthalten neben Plagioklas nur Olivin und keinen Augit als Einsprenglinge, indem in der Grundmasse neben Augit Eisenerz und wenig Olivin, nur Plagioklas und keinen Orthoklas oder Feldspatoide nachgewiesen wurden.

Die **olivinhaltigen leucitfreien Gesteine**, die nur Plagioklas und Olivin als Einsprenglinge enthalten, sind etwas poröse, graue Gesteine mit sehr zahlreichen kleinen, wenig auffallenden Plagioklaseinsprenglingen (bis etwa 3 mm lang) und viel weniger, zum Teil rostähnlich verwitterten Einsprenglingen von Olivin. U. d. M. zeigen die Plagioklaseinsprenglinge zonaren Bau in der Randzone und einen breiten basischen Kern. Eine Abwechslung von saueren und basischeren Zonen kommt in der Randzone vor. Die breiten, basischen Kerne zeigen symmetrische Auslöschungen bis 40^0; sie sind also sehr basisch, während in der schmalen Randzone die Basizität nicht stark abnimmt; Karlsbader Zwillinge kommen vor. Eingeschlossen findet man zonar angeordnete Glas- und Erzpartikelchen. Die Olivineinsprenglinge zeigen die charakteristische Begrenzung mit spitzer Pyramide und oft zwei deutliche senkrechte Spaltungen. Sie sind zum Teil in eine rostbraune bis grünliche Substanz umgewandelt; die zentralen Teile der Kristalle sind meistens noch unverändert, während auch die äußerste Randzone oft noch aus unverändertem Olivin besteht. Die Grundmasse setzt sich zusammen aus Plagioklas, schwach grünlichem Augit und Eisenerz. Die Plagioklasleistchen zeigen oft zonaren Bau und sind dann stärker zonar als die Einsprenglinge. Die Augit-

[1] R. D. M. Verbeek en R. Fennema, Geologische Beschryving van Java en Madoera. I. 1896. p. 68.

kriställchen besitzen keinen ausgeprägten Idiomorphismus und sind mit den sehr kleinen idiomorphen Magnetitkriställchen verwachsen. Einige Kriställchen sind etwas größer als die Elemente der Grundmasse, aber bilden nur ausnahmsweise kleine Einsprenglinge. Leucit fehlt diesen Gesteinen gänzlich.

In einem Gestein, das sich durch das Fehlen der porösen Struktur von den vorigen unterscheidet, aber ebenso keinen Leucit enthält, sehen wir auch Augit und wenige kleine Erzkriställchen unter den Einsprenglingen, während die Olivineinsprenglinge weniger zahlreich sind.

Außerdem wurde in der aus Augit, Plagioklas und Eisenerz bestehenden Grundmasse ein unregelmäßig begrenztes Individuum von Erz beobachtet (Fig. 1), bei dem die Reste einer etwa rundlichen Form mit einem Gemenge von Augit und weniger Plagioklas ausgefüllt sind; in diesem Gemenge fehlt das Erz der Grundmasse.

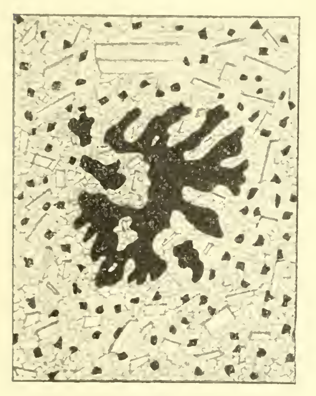


Fig. 1.

Die Einsprenglinge von Olivin, Augit und Plagioklas häufen sich bisweilen zusammen auf, die kleinen Erzeinsprenglinge findet man häufig als Einschlüsse in Einsprenglingen von Olivin.

Die Leucitbasalte der Gesteinssuite dieser Gegend sind den leucitfreien olivinhaltigen Gesteinen makroskopisch ziemlich ähnlich und enthalten auch, wie diese, den Olivin hauptsächlich als Einsprengling. Es gibt auch einige zwischen Leucitbasalten und leucitfreien Gesteinen einigermaßen intermediäre Gesteine, die charakterisiert sind durch ihren Reichtum an großen Einsprenglingen (besonders solchen von Augit), die aber nur wenig Olivin und dieses Mineral nur in der Grundmasse enthalten. Zuerst sollen diese Gesteine beschrieben werden, die Plagioklas als Einsprengling und auch in großem Maße in der Grundmasse zusammen mit wenig Leucit enthalten, dann die Gesteine, welche keine Plagioklaseinsprenglinge, aber viele große Einsprenglinge von Augit neben in viel geringerem Maße solche von Olivin enthalten, indem der Leucitgehalt in der Grundmasse stark zugenommen hat. Diese sehr einsprenglingsreichen Gesteine vermitteln also zwischen den leucitfreien Gesteinen und den Leucitbasalten, nur ist der Olivingehalt der erstgenannten Gesteine sehr gering.

Von diesen **Basaniten** sind die Gesteine mit Plagioklaseinsprenglingen stark porös und enthalten neben zahlreichen grünlichschwarzen Augiteinsprenglingen, in denen der Durchmesser der Schnitte senkrecht zur Säulenrichtung 1 cm erreicht, auch zahl-

reiche rote bis rot und schwarze dicke Einsprenglinge, oft mit einer deutlichen blätterigen Spaltbarkeit, und kleinere glasglänzende Einsprenglinge von Plagioklas. Unter den Einsprenglingen herrscht der Augit stark vor. Die poröse Grundmasse ist rötlichgrau gefärbt.

U. d. M. zeigen die Augiteinsprenglinge idiomorphe Begrenzung, die Farbe ist grün bis gelblichgrün mit deutlich wahrnehmbarem Pleochroismus. Oft sind die zentralen Teile der Kristalle heller gefärbt und zeigen einen kleinen Unterschied der Auslöschungsschiefe. Eingeschlossen findet man Kriställchen von Eisenerz.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind zonar gebaut, oft mit häufiger Rückkehr basischer Zonen im selben Kristall, so daß die Basizität von Kern nach Randzone nicht stark abnimmt. Im Kernfeldspat wurden symmetrische Auslöschungen bis 35^{0} wahrgenommen.

Stark resorbierte Einsprenglinge gehörten ursprünglich wahrscheinlich alle zu Biotit, einige bestehen ganz aus einer schwarzen Erzmasse, andere haben noch einen kleinen, stark von rotbraun bis hellgelb pleochroitischen, zentralen Teil mit gerader Auslöschung und deutliche Spaltrisse. Die Grundmasse enthält viel Erz, Plagioklasleistchen, Leucit, verhältnismäßig wenig Augit und Olivin. Der Olivin zeigt auch hier die teilweise Umwandlung in eine rostbraune Substanz. Der Leucit ist zu einem geringen Teile idiomorph und schließt zahlreiche Augitmikrolithe und Erzkörnchen ein.

Ein leucitbasaltähnlicher Basanit mit porphyrischem Olivin ist ein sehr einsprenglingsreiches, nicht poröses Gestein mit sehr vielen grünschwarzen, gedrungenen Augitsäulen, die eine Länge von 1$^{1}/_{2}$ cm erreichen und auf der ausgewitterten Oberfläche hervorstehen, in einer rötlichgrauen Grundmasse. In viel geringerer Quantität sehen wir gelbliche Olivineinsprenglinge. Die stark resorbierten Biotiteinsprenglinge des oben beschriebenen Basanits und die Plagioklaseinsprenglinge fehlen in diesem Gesteine.

U. d. M. zeigt sich auch in der Grundmasse der Leucitgehalt mit Bezug zum Feldspatgehalt zugenommen, das Gestein ist also viel feldspatärmer als das vorige und nähert sich schon den Leucitbasalten. Die Augiteinsprenglinge sind wieder grün bis gelblichgrün und meist idiomorph, sie zeigen oft zonaren Farbenwechsel und geringe Unterschiede der Auslöschungsschiefe für die verschiedenen Zonen. Die Einsprenglinge von Olivin zeigen wieder die teilweise Umwandlung in eine rostbraune bis rote Substanz.

Die Grundmasse ist augitreich, im Gegensatz mit der des oben beschriebenen Basanits, und Olivin fehlt der eigentlichen Grundmasse fast ganz. Der grünliche Augit ist mit dem oft idiomorphen Magnetit verwachsen. Die Leucite zeigen oft beinahe idiomorphe oder rundliche Begrenzung und sind arm an Einschlüssen; sie zeigen deutliche optische Anomalien. Die Plagioklasleistchen sind polysynthetisch verzwillingt und ziemlich basisch, symmetrische Auslöschungen bis 30^{0} wurden beobachtet.

Die **Leucitbasalte** sind graue, wenig poröse Gesteine, deren Einsprenglinge viel kleiner und weniger zahlreich bleiben als die der oben beschriebenen Basaniten. Diese Einsprenglinge sind grüner Augit und, zum Teil rotbraun verwitterter, Olivin. Plagioklasleistchen sind in diesen Gesteinen in so geringer Quantität vorhanden, daß sie zu den Leucitbasalten gerechnet werden können. Eine homogene hellgrüne Farbe charakterisiert die Augiteinsprenglinge; die Einsprenglinge von Olivin zeigen die Verwitterung in eine rostbraune Substanz, die hier am Rande der Kristalle anfängt, die Randzone meistens schon völlig umgewandelt hat und im Innern des Kristalls von unregelmäßigen Rissen aus anfängt.

Oft häufen sich die Augit- und Olivineinsprenglinge zusammen oder für sich allein auf. In den Augiteinsprenglingen eingeschlossenes Erz ist in diesem Gestein selten.

Die eigentliche Grundmasse hat größeres Korn als die der oben beschriebenen Gesteine (die Länge der in breiten Säulchen entwickelten Augite ist 0,1 bis 0,3 mm) und sie enthält nur wenig der feineren und meistens kürzeren Mikrolithe, in welcher Form sonst der Augit vorkam. Dieser Augit baut mit Leucit die Grundmasse zum größten Teil auf, Erzkriställchen sind auch zahlreich und werden oft vom Augit eingeschlossen, während einige kleinere Olivinkriställchen wohl nicht zur eigentlichen Grundmasse gehören. Diese kleineren Olivinkriställchen, die fast ganz in die rostbraune Substanz umgewandelt sind, werden auch von den Augiteinsprenglingen umschlossen. Der Leucit tritt meistenteils in rundlichen Kriställchen, die bisweilen beinahe idiomorph ausgebildet sind, auf. Auch in unregelmäßig begrenzten Körnern sieht man ihn zwischen den übrigen Gemengteilen der Grundmasse; die Anomalien sind deutlich. Wie im vorigen Gestein sind die Plagioklasleistchen ziemlich basisch.

Die **sehr leucitarmen bis leucitfreien Leucittephrite** sind graue Gesteine mit kleinen glänzenden Feldspateinsprenglingen und kleinen Einsprenglingen von Augit. U. d. M. sieht man zonare Feldspateinsprenglinge, oft mit Abwechslung mehrerer basischen und saureren Zonen. Einschlüsse von Erz und Augit sind zonar angeordnet; oft findet man eine einzige einschlußreiche Zone nahe der Kristallbegrenzung. Die breiten Kerne wurden in mehreren Kristallen bestimmt als Bytownit und in der Randzone nimmt die Basizität meist nur wenig ab. Die Augiteinsprenglinge sind pleochroitisch von grün, mit schwachem Stich ins Bläuliche, bis gelb, mit schwachem Stich ins Grünliche. Heller gefärbte Zonen wechseln bisweilen mit dunkler gefärbten ab, sie zeigen geringe Unterschiede der Auslöschungsschiefe. Erzkriställchen findet man als Einschlüsse, doch viele Kristalle sind einschlußfrei. In einem Kristall bestand der zentrale Teil aus einem Gemenge von Augit, Plagioklas und Erz, wie in der Grundmasse, darauf

folgte eine Zone, die aus einem Aggregat von kleinen Erzkriställchen bestand, während die Randzone aus einem einheitlichen Augitkristall bestand, wie die übrigen Einsprenglinge (Fig. 2). Diese Erscheinung ist den Achsen von feinkörnigen Gemengen der Gesteinsgemengteile in den großen Apatiten der Löbauer grobkörnigen Nephelindolerite [1] zu vergleichen.

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Plagioklas, Augit und Erz mit sehr geringen Mengen einer isotropen oder schwach doppelbrechenden Substanz, die wahrscheinlich aus Leucit besteht. Die Feldspatleistchen und Augitsäulchen erreichen eine Länge von 0,3 mm, die Feldspatleistchen sind ziemlich stark zonar gebaut mit basischem Kern (symmetrische Auslöschungsschiefen bis 35°), während die meistens idiomorphen Erzkriställchen mit dem Augit verwachsen sind. Die Feldspatleistchen der Grundmasse sind reicher am Albitmolekül, wie der Einsprenglingsplagioklas, die Randzone löscht meistens fast gerade aus. Kalifeldspat konnte nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen werden.


Fig. 2.

Die **Leucittephrite** sind den vorigen Gesteinen ähnlich, sie enthalten aber keine Feldspateinsprenglinge und eine Fluidalstruktur ist ziemlich deutlich entwickelt.

U. d. M. zeigen diese Gesteine in einer Grundmasse, die aus einem Gemenge von Augit, Leucit, Plagioklas und Erz besteht, kleine Einsprenglinge von Augit. Plagioklaseinsprenglinge fehlen vollständig und auch in der Grundmasse ist Leucit reichlicher als Plagioklas, so daß dieses Gestein schon zu den leucitreichen Leucittephriten gehört, die den Übergang bilden zu den Leucititen.

Die Einsprenglinge von Augit sind grün bis gelblichgrün, oft mit sehr hellgrünem Kern. Sie schließen fast keine Erzkriställchen ein. In einem Schnitte parallel (010), von einem Zwilling nach dem Orthopinakoid, löschten beide Individuen ungefähr gleichzeitig aus.

Auch wurde ein ganz in Erz umgewandelter, resorbierter, langgestreckter Durchschnitt beobachtet, wahrscheinlich ein ursprünglicher Einsprengling von Biotit. Ein unveränderter Augitkristall wurde von diesem Einsprengling umschlossen.

Auch in der Grundmasse ist der Augit grün gefärbt und sehr reichlich vorhanden. Durch parallele Anordnung von Plagioklasleistchen und Augitsäulchen entsteht örtlich eine Fluidalstruktur.

Der Leucit hat bisweilen angenähert idiomorphe oder rundliche Formen, aber bildet sonst eine Art, sich nicht in gesonderte

---

[1] J. Stock, Die Basaltgesteine des Löbauer Berges. Min. u. Petr. Mitt. 1888. 9. p. 429.

kristallographisch begrenzte Individuen auflösenden, Hintergrund im Gestein.

Kleine Augitmikrolithe und Erzpartikelchen werden von Leucit umschlossen, während auch die größeren Augitsäulchen und Feldspatleistchen zum Teil deutlich älter sind als der Leucit und in die Leucitmasse hineinragen.

Die **Leucitite** enthalten in einer schwach rötlichgrauen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Augit, die eine Länge von 1½ cm erreichen und auf der Oberfläche ausgewittert sind. Meistens sind die Einsprenglinge aber viel kleiner.

U. d. M. sehen wir grüne bis gelblichgrüne Augiteinsprenglinge, die bisweilen einige Erzkriställchen einschließen, in einer Grundmasse, die hauptsächlich besteht aus anomalem Leucit, Augit und Magnetit. Der Leucit hat oft eine gerundete oder beinahe idiomorphe Form und enthält nur sehr wenig Einschlüsse, besonders sehr feine Augitmikrolithe.

In geringer Menge sieht man unregelmäßig begrenzte Partien, die die Doppelbrechung des Feldspats zeigen und von denen isolierte Teile oft gleichzeitig auslöschen, die also einem selben Kriställchen zugehören. Weil keine polysynthetische Zwillinge beobachtet wurden, können diese dem Kalifeldspat zugehören.

Einige verlängerte, jetzt ganz aus Erz bestehende Individuen weisen auf wenig ursprünglichen Biotit als kleine Einsprenglinge.

In sehr geringer Menge wurde ein größtenteils rostbraun verwittertes Mineral mit starker Doppelbrechung wahrgenommen, das wahrscheinlich Olivin ist. Wegen der sehr geringen Menge dieses Minerals kann das Gestein aber als Leucitit aufgefaßt werden.

Die chemische Zusammensetzung der etwas porösen leucitfreien olivinhaltigen Gesteine geht aus der untenstehenden, von Herrn F. Pisani in Paris ausgeführten Analyse hervor:

SiO_2	48,21
TiO_2	1,34
Al_2O_3	19,20
Fe_2O_3	5,45
FeO	5,98
CaO	11,10
MgO	4,94
K_2O	0,99
Na_2O	2,33
H_2O [1]	1,20
Summe	100,74.

Obwohl die geologische Assoziation mit den Leucitgesteinen eine systematische Stellung als Trachydolerit zu berechtigen schien,

[1] Glühverlust.

liefern weder die mineralogische noch die chemische Zusammensetzung Anhaltspunkte zur Unterscheidung von den echten Basalten. WICHMANN [1] hat schon auf die interessante Tatsache hingewiesen, daß sich auf dem beschränkten Gebiete eines und desselben Vulkans Gesteine von der Zusammensetzung des Leucitit, Leucittephrit, Leucitbasanit, leucithaltigen Feldspatbasalt und Feldspatbasalt vorfinden.

Auch in einem linken Seitental des Kali Sampéjan, westlich von Tapen, wurden zahlreiche Gerölle von leucitfreien Gesteinen gesammelt, deren Zusammensetzung wechselt zwischen olivin- und erzreichen Basalten, olivinarmen Basalten oder olivinhaltigen Augitandesiten und Amphibolaugitandesiten, die letztgenannten mit stark zonaren Plagioklasen, zum Teil resorbierten Einsprenglingen von braunem, basaltischem Amphibol und kleinen Augiteinsprenglingen.

Aus der Zusammensetzung des Ringgitvulkans geht hervor, daß der Effusion der Leucitgesteine die Effusion von mehreren leucitfreien Gesteinen voranging, während bei dem benachbarten Gunung Lurus zwischen Besuki und Probolinggo [2] mit seinem halbkreisförmigen alten Kraterwall von Leucitgesteinen und seinem jüngeren Kegel von Hornblendeandesit nach der Effusion von Leucitgesteinen eine solche von leucitfreien Gesteinen stattfand.

Achsenverhältnis des Jamesonits?

Von **F. Slavík** in Prag.

Mit 1 Textfigur.

Im goldführenden Quarze der Gänge von Kasejovic in Westböhmen, welche Gegenstand einer unlängst von der böhmischen Akademie publizierten Studie von † Hofrat A. HOFMANN und mir sind, finden sich in ziemlich großer Quantität graue Erzflecke und -streifchen, welche makroskopisch oder auch unter der Lupe feinfaserig, feinschuppig bis dicht erscheinen. Durch Untersuchung von einigen Hunderten von Proben sind wir zum Resultate gelangt, daß diese grauen Erze in weitaus den meisten Fällen Gemenge darstellen, in denen außer einem schuppigen Tellurid, wahrscheinlich Nagyagit, und sehr seltenen Fasern, welche dem Bismutin anzugehören scheinen, ziemlich häufig ein faseriges, bei qualitativen Untersuchungen nur Blei, Antimon, Schwefel und etwas Eisen ergebendes Erzmineral vertreten ist. Andere, wenn auch seltene, ähnliche Aggregate erwiesen sich jedoch als wismut- oder silber-

[1] A. WICHMANN, Der Ausbruch des Gunung Ringgit auf Java im Jahre 1593. Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges. **52.** 1900. p. 656.

[2] R. D. M. VERBEEK en R. FENNEMA. loc. cit. I. p. 74.

haltig. Nur auf zwei Stufen waren die dünnstengeligen Individuen solcher Aggregate in kleinen Drusenräumen mit freien Enden entwickelt, es konnten jedoch nur von einer Stufe vier kleine Kriställchen mit Enden gemessen werden.

Wegen dieser Seltenheit des Materials und der später zu erwähnenden anderen Schwierigkeiten der Untersuchung hat diese zu keinem abgeschlossenen und ganzen Resultat geführt, und wenn ich mich doch entschlossen habe, das bisher Sichergestellte zu veröffentlichen, so tue ich es nur aus dem Grunde, daß bei dem jetzigen Stande der Schurfarbeiten und besonders nach dem Tode Hofmann's wenig Hoffnung vorhanden ist, von dem so seltenen Material eine genügende Menge zur vollständigen Bearbeitung zu erlangen.

Die unterscheidbaren nadelförmigen Kriställchen sind stahlgrau, laufen oft bunt an und verwittern zu Antimonocker, der bisweilen deutliche Pseudomorphosen nach ihnen bildet. Ihre Gruppierung ist teils strahlig, teils verworren oder hypoparallel. Die Nadeln sind deutlich spröde und nach einer annähernd zur Längsrichtung senkrechten Fläche gut spaltbar.

Herr Dr. J. Švéda, Adjunkt des chemischen Institutes der böhmischen Universität, hatte die Güte, mit einer sehr kleinen Quantität der Substanz — es waren ausschließlich Bruchstückchen deutlicher Kristalle aus derselben Druse, der die gemessenen entnommen wurden — eine qualitative Analyse vorzunehmen. Dieselbe stellte die Gegenwart von **Pb**, **Sb**, **S** und etwas **Fe** fest, nicht aber diejenige von Au, Ag, Cu, Bi und Te, die in anderen Erzen derselben Gänge enthalten sind.

In den makroskopisch ganz oder beinahe dichten „grauen Erzen“ fanden wir wiederholt solche, die im Pulver u. d. M. die faserige Zusammensetzung und die quer verlaufende Spaltbarkeit zeigten, spröde waren und nur Blei, Antimon, Schwefel und Eisen enthielten; diese sind also zweifellos mit den untersuchten Kristallen identisch.

Ohne eine quantitative Analyse sind wir natürlich nicht imstande, das letzte Wort über die Zugehörigkeit unseres Minerals zu sprechen. Die Wahrscheinlichkeit jedoch, daß Jamesonit vorliegt, ergibt sich außer der qualitativen Zusammensetzung aus der Sprödigkeit der Kristalle und der zur Längsrichtung angenähert senkrechten Spaltung; L. J. Spencer[1], dem wir die letzte und gründlichste Bearbeitung des Jamesonits verdanken, hebt gerade diese Kohäsionseigenschaften als das wichtigste Unterscheidungsmerkmal desselben hervor, nach welchem wir den Jamesonit auch in den „Federerz“-Aggregaten zu bestimmen vermögen.

[1] a) Note on ‚Feather-ore‘: identity of ‚Domingite‘ (= ‚Warrenite‘) with Jamesonite. Miner. Magaz. XIV. (66.) p. 207—210. 1907; b) Notes on some Bolivian minerals. Ebenda. XIV. (67.) p. 308—344. 1907.

Die basale Spaltbarkeit des Jamesonits hat bereits F. MOHS beobachtet und als vollkommen bezeichnet, SPENCER betont aber, daß an dem kristallisierten Material von Cerro de Ubina in Bolivien (Depart. Potosi) die Spaltbarkeit nur eine gute zu nennen ist, und hierin stimmen auch unsere Kristalle überein.

Nun gilt der Jamesonit allgemein als rhombisch, unsere Kristalle sind aber sicher monoklin; doch gibt es keinen anderen Beweis für die rhombische Symmetrie des Jamesonits als eben jene zur Prismenachse u n g e f ä h r senkrechte Spaltbarkeit, denn meßbare Endflächen sind bis jetzt an keinem Jamesonitkristall gefunden worden. Daß die Perpendikularität der Spaltflächen zu den Prismen beim Jamesonit keineswegs als sichergestellt angesehen werden kann, ersehen wir ohne weiteres aus der Angabe von SPENCER[1],

m : c (Spaltb.) = 85°—94° 52′ an 14 Kanten,
Mittel 89° 49′.

An unseren monoklinen Kristallen berechnet sich aus den weiter unten gegebenen Daten:

$$m : c = 88^{0}\ 55\tfrac{1}{2}'.$$

Am zweikreisigen Goniometer wurde in der Position mit $\varrho = 90^{0}\ 0'$ für die Prismenzone erhalten:

c (001) . . . $\varrho = 1^{0}\ 44'$ gemessen, $1^{0}\ 24'$ berechnet.

Zu dieser Messung nahm ich die basale Spaltfläche eines Kristalls, welcher unzweifelhaft ein einfaches Individuum ohne hypoparallel angewachsene Nachbarkristalle war und dessen Prismenflächen ein gutes und einheitliches Signal gaben.

Der Grundwinkel der Prismenzone beträgt an den Kasejovicer Kristallen:

$(110) : (1\bar{1}0) = 79^{0}\ 7'$ gemessen, $79^{0}\ 28\tfrac{1}{2}'$ berechnet.

SPENCER erhielt an den bolivischen Kristallen:

$(110) : (1\bar{1}0) = 78^{0}\ 10'—79^{0}\ 1'$, im Mittel $78^{0}\ 39'$ an den 4 besten Kanten,
77 32 —81 0, „ „ 79 1 an allen 23 gemessenen.

HAIDINGER hatte am Jamesonit aus Cornwall $78^{0}\ 40'$ gemessen.

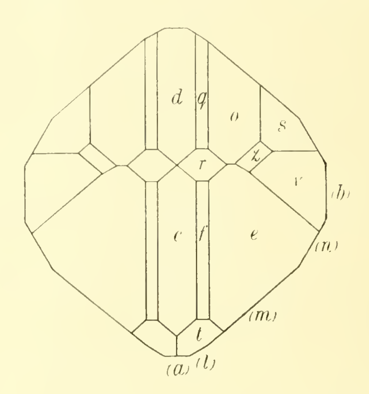
Auch die von SPENCER erhaltenen Werte der Winkel von m (010) zu b (010) und n (120) schwanken in sehr weiten Grenzen und weichen auch nicht unbedeutend von den aus dem Prismenwinkel $(110) : (1\bar{1}0) = 78^{0}\ 39'$, Längsachse $a = 0{,}819$ berechneten Winkeln ab.

Sofern also der Jamesonit durch die bisherigen, höchst dürftigen kristallographischen Daten charakterisiert werden kann, erscheint auch von dieser Seite seine Identität mit den Kasejovicer Kriställchen sehr wahrscheinlich.

---

[1] l. c. b. p. 311.

Von den untersuchten Kristallen zeichnete sich nur einer durch fast insgesamt gute, bis vorzügliche Qualität seiner Endflächen aus, die auf dem beigegebenen Kopfbild dargestellt sind. Ich ziehe es vor, hier nur die Resultate der Durchmessung dieses bestentwickelten Kristalls mitzuteilen und weiteres für den Fall erneuter Untersuchungen mit reicherem Materiale vorzubehalten.



Aus den in der folgenden Tabelle angeführten Werten der Winkel $(011):(0\bar{1}1)$, $(011):(\bar{1}01)$ und $(110):(10\bar{1})$ berechnen sich die Elemente:

$$\mathbf{a:b:c = 0.8316:1:0,4260}$$
$$\beta = \mathbf{91^0\ 24\tfrac{1}{4}'}.$$

Die 16 sichergestellten Formen sind:

in der Vertikalzone a (100), b (010), m (110), l (210), n (120);
in der Endigung c (001), d $(\bar{1}01)$, e (011), f (012), t (112), r $(\bar{1}12)$, o $(\bar{1}11)$, q $(\bar{2}12)$, s $(\bar{2}32)$, z $(\bar{3}54)$, v $(\bar{1}32)$.

Gemessene und aus den angeführten Elementen berechnete Winkel sind hier tabellarisch zusammengestellt:

	Gemessen	Berechnet	Kantenzahl
e (011) : e′ $(0\bar{1}1)$	*46° 8′	—	1
: d $(\bar{1}01)$	*35 17	—	1
d (101) : m (110)	*70 28	—	2
c (001) : a (100)	88 26	88° 35¾′	1
: m (110)	88 36	88 55½	2
: d $(\bar{1}01)$	27 14	27 10½	1
: t (112)	18 2	18 18¾	1
: r $(\bar{1}12)$	18 40	18 26	1
: o $(\bar{1}11)$	34 6	33 44	1
m (110) : m′ $(1\bar{1}0)$	79 7	79 28½	2
: a (100)	29 57	29 44¼	1
: b (010)	50 25	50 15¾	2

		Gemessen	Berechnet	Kantenzahl
m (110) :	l (210)	16° 44′	16° 10′	4
:	n (120)	19 18	19 $15\frac{1}{4}$	4
:	e (011)	74 4	74 15	2
:	e′ (0$\bar{1}$1)	76 59	76 $31\frac{1}{4}$	1
e (011) :	f (012)	11 5	11 $2\frac{3}{4}$	2
:	b (010)	67 1	66 56	2
:	d ($\bar{1}$01)	35 8	35 4	2
:	t (112)	17 34	17 $47\frac{1}{2}$	1
:	t′ (1$\bar{1}$2)	37 7	37 $22\frac{1}{2}$	1
:	s ($\bar{2}$32)	25 29	25 $9\frac{1}{2}$	2
:	s′ ($\bar{2}\bar{3}$2)	58 59	58 50	1
:	v ($\bar{1}$32)	15 31	15 $34\frac{1}{2}$	1
d ($\bar{1}$01) :	a ($\bar{1}$00)	64 18	64 $13\frac{3}{4}$	1
:	b (010)	90 11	90 0	2
:	o ($\bar{1}$11)	20 51	20 $47\frac{3}{4}$	2
:	r ($\bar{1}$12)	17 19	17 $20\frac{1}{2}$	1
:	q ($\bar{2}$12)	10 56	10 45	2
:	s ($\bar{2}$32)	29 47	29 $40\frac{1}{4}$	2
:	t (112)	42 53	43 $42\frac{3}{4}$	1
:	l ($\bar{2}$10)	66 26	66 $19\frac{3}{4}$	1
:	f (012)	29 47	29 $31\frac{3}{4}$	1
s ($\bar{2}$32) :	z ($\bar{3}$54)	6 18	6 9	1
:	f (012)	31 5	30 47	1
:	f′ (0$\bar{1}$2)	49 22	49 $14\frac{1}{4}$	1

Es wurden außer einzelnen Winkeln folgende Zonen gemessen: [a l m n b]; [a c d]; [b e f c]; [m t c r o]; [b s o q d]; [v e t m′]; [s e l]; [d r e m]; [s z f m′]; [f d l′].

Die Form z ($\bar{3}$54) ist außer dem Winkel zu s in der Zone gegen f und m′ auch durch die Lage in der (nicht durchgemessenen) Zone [v z o] verbürgt.

Die Flächenbeschaffenheit.

Die Flächen der Vertikalzone sind insgesamt parallel zur c-Axe gerieft und bilden eine oszillierende Kombination mit bisweilen makroskopisch deutlichen einspringenden Winkeln; besonders dicht ist die Riefung im Vorderstück der Prismenzone, wo bei der Messung derselben zwischen den beiderseitigen l-Flächen ein fast ununterbrochener Reflexzug erscheint und das Orthopinakoid hier nur durch wenig hervortretendes Signalbild sich zeigt, so daß es erst nach der Konstatierung eines deutlichen und zentral gelegenen Reflexes in der Zone der Symmetrieaxe unter die festgestellten Formen aufgenommen werden konnte. Nur eine breite Fläche des Grundprismas hat glatte, vorzüglich reflektierende Oberfläche mit bloß teilweiser und feiner Riefung.

Von den Endflächen ist die Mehrzahl, nämlich e (011), o $(\bar{1}11)$, s (232), v $(\bar{1}32)$, t $(\bar{1}32)$, z (354) mit glatten, auch bei sehr kleinen Dimensionen vorzüglich reflektierenden Flächen vertreten, weniger gut ist die Qualität der schmalen Kantenzuschärfungen f (012) und q $(\bar{2}12)$, während die ebenfalls unbedeutenden Flächen von c (001) und r $(\bar{1}12)$ lichtschwache, verschwommene Reflexe liefern.

Unsichere Formen.

g (032)? erscheint nur in einer Fläche mit einem sehr schlechten, aus der Zone [b e f c] exzentrisch liegenden Reflexe entwickelt; der Winkel zu e beträgt

g (032)? : e (011) = $9^0\,4'$ gemessen, $9^0\,30'$ berechnet.

Weitere zwei unbestimmbare, nur matt schimmernde Flächen wurden in der Zone [m e r d] zwischen den ersten zwei Flächen beobachtet, gehören also negativen Klinopyramiden an.

Vielleicht gehören auch einige aus den Reflexzügen der Prismenzone etwas deutlicher hervorleuchtende Signale bestimmten Prismen an, doch läßt sich nach den vorliegenden Daten nichts Sicheres darüber sagen.

Ebenso muß die Frage dahingestellt bleiben, ob einige in der Vertikalzone der anderen Kristalle beobachtete Winkelwerte durch die Annahme einer Zwillingsverwachsung nach dem Grundprisma m zu deuten sind. Diese Kristalle lieferten sowohl bei der schon vor vier Jahren durchgeführten einkreisigen als auch bei der neueren zweikreisigen Messung einerseits Daten, welche das eben Angeführte bestätigt haben, andererseits solche, die bei der Kleinheit und schlechten Beschaffenheit der Flächen keine brauchbare Grundlage für weitere Erörterungen abgeben können.

Prag, September 1913. Mineralogisches Institut der böhmischen Universität.

Die Bildung schlesischer Erzlagerstätten.

Von **A. Sachs** in Breslau.

(Vortrag, gehalten am 23. September 1913 auf der 85. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien.)

Von der Voraussetzung ausgehend, daß man Wesen und Wert einer nutzbaren Lagerstätte nur dann zu beurteilen vermag, wenn man ihr Nebengestein hinreichend erforscht hat, erlaube ich mir auch heute, wo ich die Bildung schlesischer Erzlagerstätten besprechen will, Ihnen zunächst einen kurzen Überblick über den petrographisch-geologischen Aufbau dieser Provinz zu geben.

Der Hauptteil Schlesiens wird (vgl. Gürich, Erläut. zur geol. Übersichtskarte 1890. p. 3—6) vom Diluvium eingenommen. Diese diluviale Ebene steigt nach Südosten zu sehr allmählich an, bis sie im oberschlesischen Industriegebiet eine Seehöhe von etwa 300 m erreicht. Mit dem Ansteigen ist gleichzeitig ein Dünnerwerden der Diluvialdecke verknüpft und die älteren Formationen treten inselförmig aus dem diluvialen Schleier heraus. Nach Südwesten zu aber schneidet die Ebene sehr scharf in der bekannten sudetischen Randlinie gegen die kompakten Gesteine der alten Formationen ab. Und östlich dieser Linie ragen nur wenige Gesteinskomplexe der kristallinen Schiefer samt ihren Einlagerungen hervor: es sind dies die Granite von Striegau, die Granite, Gabbros und Serpentine des Zobtens, die Gneise und Glimmerschieferkomplexe der Berge von Strehlen, Nimptsch und Reichenbach, sowie die Gabbros und Serpentine der Frankensteiner Berge.

Aus diesem Gegensatze ergibt sich die getrennte Behandlung des östlichen Teiles: Oberschlesiens, und des westlichen Teiles: Niederschlesiens, zwischen denen im Süden das Altervatergebirge eine Verbindung herstellt.

Betrachten wir zunächst das westliche Niederschlesien, so haben wir hier deutlich einen nördlichen Distrikt: die Löwenberg—Goldberger Mulde, und einen südlichen Distrikt: die Glatzer Mulde zu unterscheiden. Die Trennungslinie bildet eine Richtung, die von Kupferberg—Rudelstadt östlich bis Freiburg läuft. Die Löwenberg—Goldberger Mulde, die nach NW. zu geöffnet ist, lehnt sich an die kristallinen Schiefer der Nordseite des Riesen- und Isergebirges an; ihren Rand bilden archäische und silurische Schiefer. Devon und Carbon fehlen, und es folgen sodann Rotliegendes, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk und obere Kreide; die Tone der letzteren werden bekanntlich bei Bunzlau und Naumburg technisch verwertet.

Die südliche Glatzer Mulde wird östlich durch die kristallinen Gesteine des Eulen- und Reichensteiner Gebirges, westlich durch die analogen Gesteine des Habelschwerdter und Adlergebirges begrenzt. Es folgen Silur, Devon (in der Neuroder Gegend), ferner beide Stufen des Carbons, dessen Oberstufe bekanntlich das niederschlesisch—böhmische Steinkohlenrevier angehört, sodann in mächtiger Entwicklung das Rotliegende und die obere Kreide.

Ganz besonders ist nun in ganz Niederschlesien sein Reichtum an Eruptivmassen hervorzuheben, die diesem Gebiete geradezu seine Signatur aufdrücken. Was zunächst die kristallinen Schiefer anbetrifft, so sind die Glimmerschiefer Schlesiens zwar mit Sicherheit, schon infolge ihrer zahlreichen Kalkeinlagerungen, als sedimentär anzusprechen. Dagegen halte ich es für ebenso sicher, daß die schlesischen Gneise und Amphibolite ursprünglich schmelzflüssig waren. Ob man in ihnen gestreckte Granite

bezw. Diorite zu erblicken hat, oder aber, ob sie *schon während der Erstarrung* ihre Gneis- bezw. Amphibolitstruktur annahmen, lasse ich vorläufig noch unentschieden, ich halte aber die letztere Annahme für die wahrscheinlichere.

Zweifellos weit jüngeren Alters, wahrscheinlich carbonisch, sind sodann die eigentlichen schlesischen Granite, die den Kern des Riesen- und Isergebirges repräsentieren, und die weiterhin in Striegau, am Zobten, in Strehlen, auch in den Gesteinen der Glatzer Mulde zu finden sind und Anlaß zu einer bedeutenden Industrie geben. Derselben Epoche gehören wohl auch die Gabbros und Serpentine an, wenn sie auch etwas älter als die Granite sind.

Die dritte Eruptivgruppe repräsentieren sodann die Porphyre und Melaphyre des Rotliegenden, wie sie besonders großartig in der Glatzer Mulde auftreten.

Die vierte Eruptivgruppe endlich repräsentieren die tertiären Basalte der Braunkohlenformation, die sich weithin östlich bis zum Annaberge in Oberschlesien hinziehen.

All diese Eruptivmassen also sind charakteristisch für Niederschlesien, während die Signatur Oberschlesiens durch einen rein *sedimentären* Aufbau gegeben ist.

Hier lehnen sich an die kristallinen Schiefer des Altvatergebirges das Devon und die beiden Stufen des Carbons an, dessen oberer Stufe das berühmte oberschlesische Steinkohlenrevier angehört. Die Dyas fehlt. Dann aber folgt die Trias, deren mittlerer Stufe, dem Muschelkalk, die bekannten oberschlesischen Erzvorkommen eingelagert sind. Es folgt nach Polen hinüber der mittlere und obere Jura, sowie die obere Kreide, welche auch in der Oppelner Gegend die Grundlage der dortigen Zementindustrie bildet. Endlich findet sich in den südlichen Teilen des Gebietes marines Miocän.

Wenn man nun die Entstehung der schlesischen Lagerstätten ergründen will, so wird man naturgemäß immer zunächst an die Entstehung ihres Nebengesteins zu denken haben: eine Binsenwahrheit, die leider nicht immer beachtet worden ist.

Man wird also in Niederschlesien immer zunächst an Eruptivmassen, die erzbringend oder erzverändernd waren, zu denken haben, während in Oberschlesien mit seinem rein sedimentären Charakter Eruptivgesteine oder Thermalwässer, die in ihrem Gefolge aufstiegen, auszuschließen sind.

In diesem Sinne sind auch die hier zu besprechenden niederschlesischen Erzvorkommen von Schmiedeberg, Frankenstein und Reichenstein einerseits und die oberschlesischen Erzlagerstätten andererseits aufzufassen.

In Schmiedeberg übten Eruptivmassen einen erzverändernden, in Frankenstein und Reichenstein aber einen erzbringenden Einfluß. Die oberschlesischen Lagerstätten stehen mit Eruptiv-

massen oder mit zu ihnen gehörigen Thermalwässern in keinerlei Zusammenhang.

Ich habe die Ihnen heute hier vorzutragenden Auffassungen bereits vor sieben Jahren in meinem Buche: „Die Bodenschätze Schlesiens“ ausgesprochen. Es sind seit dieser Zeit eine Anzahl Arbeiten erschienen, die teilweise Anschauungen, die von den meinigen abweichen, enthalten. Ich bedauere betonen zu müssen, daß mich diese Arbeiten zu einer Änderung meiner Auffassungen nicht veranlassen können. Eine genaue Darstellung der einzelnen Lagerstätten ist sowohl in meiner Schrift, wie auch in den bekannten Werken über Erzlagerstätten gegeben, ich begnüge mich deshalb damit, hier nur — gleichsam zur Erinnerung — eine ganz kurze Skizzierung der Vorkommen zu geben.

Die hochprozentigen Magneteisenerze von Schmiedeberg bilden lager- oder linsenförmige Einlagerungen in jener Hülle kristalliner Schiefer, die, bei Schmiedeberg aus west—östlichem in süd—nördliches Streichen übergehend, den Riesengebirgsgranit mantelförmig umhüllt. Die eigentliche Erzzone ist an einen Streifen von Glimmerschiefern mit eingelagerten Gneispartien geknüpft. Die kontaktmetamorphe Einwirkung des Riesengebirgsgranits ist besonders gut am sogenannten „Wochenbett“ zu beobachten, wo die Glimmerschiefer reichlich Andalusit und Cordierit führen. Aber auch die dem Glimmerschiefer eingelagerte Erzformation selbst ist kontaktmetamorph verändert. Über Schmiedeberg erschien bereits 1902 eine ausführliche Arbeit von Berg. Es wies und weist auch heute noch Schmiedeberg nicht zu den kontaktmetamorphen, sondern zu den eigentlichen Kontaktlagerstätten, indem er schreibt: „Der Kontaktwirkung des Granits verdanken die Erzlagerstätten von Schmiedeberg ihre Entstehung“ (Festschr. zum 12. Bergmannstag. Breslau 1913. Bd. I. Der geol. Bau des Niederschles.-Böhm. Beckens usw. p. 6). Wer aber jemals Schmiedeberger Proben mit ihrer absolut schichtigen Wechsellagerung von Kalkstein und Magnetit gesehen hat, kann sich dieser Auffassung nicht anschließen. Er muß vielmehr mit Klockmann zu der Auffassung gelangen, daß die Eisenerze von Schmiedeberg ursprünglich sedimentär waren und durch den Riesengebirgsgranit nur nachträglich verändert wurden. Schmiedeberg ist also nicht als Kontaktlagerstätte, sondern als kontaktmetamorphe Lagerstätte anzusprechen.

Dagegen ist bei den Nickelerzlagerstätten von Frankenstein das Eruptivgestein als der Träger der Erze selbst anzusehen. Es handelt sich hier bekanntlich um Nickelsilikate, die gangförmig in einem Serpentinmassiv auftreten, in welchem zahlreiche leukokrate Einlagerungen sich finden. Ich habe für die Genese drei Momente hervorgehoben. Erstens primäre magmatische Differentiation eines gabbroiden Magmas, dessen sauren Pol die leukokraten

Massen bilden, zweitens Dynamometamorphose, welche Spaltenbildung erzeugte, drittens Füllung der Spalten mit Hilfe der Lateralsekretion. Nun ist neuerdings über Frankenstein eine Arbeit von Beyschlag und Krusch (Festschrift zum 12. Bergmannstag. Breslau 1913. Bd. 1) erschienen, in welcher der Dynamometamorphose und der Lateralsekretionstheorie zugestimmt wird, dagegen bestreiten die Autoren das Moment der primären Differentiation. Und zwar führen sie hiergegen die Feststellung eines jüngeren „Syenits" an. Innerhalb des Serpentins findet sich nämlich ein Gestein, das nach ihren eigenen Worten (p. 9) in der Hauptsache aus Plagioklas und Hornblende besteht. Sie bezeichnen dieses Gestein merkwürdigerweise als Hornblende s y e n i t, während doch wohl als Charakteristikum des Syenits ein Vorwalten von Orthoklas gilt. Der Saccharit von Frankenstein, der doch bekanntlich ebenfalls, wie Liebisch feststellte, im wesentlichen aus Plagioklas (mit etwas Hornblende und Turmalin) besteht, soll ein Spaltungsprodukt dieses vermeintlichen Syenits sein (p. 10). Wie sich die Verfasser diese Spaltung vorstellen, vermag ich nicht einzusehen. Ich kann nicht erkennnen, welches in diesem Falle der saure und welches der basische Pol sein soll. Weiterhin glauben die Verfasser an der Grenze des Pseudosyenits und des Saccharits gegen den Serpentin Kontakterscheinungen beobachtet zu haben (p. 9. Fig. 5 und 6). Sie betrachten als solche zunächst eine endogene Glimmeranreicherung an der Grenze, die doch aber ganz ebensogut als eine Erscheinung der magmatischen Differentiation zu deuten ist. Auch eine Nephritisierung soll der Serpentin an der Grenze zeigen, ebenfalls nach ihrer Auffassung eine Kontakterscheinung. Die Verfasser erblicken hier (p. 32) eine Ähnlichkeit mit den von Finckh (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912. Monatsber. No. 1. p. 18—24) bei Jordansmühl am Zobten beobachteten Erscheinungen. Ich selbst habe seinerzeit den Weißstein von Jordansmühl in einer eingehenden Veröffentlichung behandelt (dies. Centralbl. 1902. p. 385—398). Er stellt nach meiner Auffassung eine primäre Differentiation des Magmas dar. Ich kann Finckh nicht beipflichten, wenn er den dortigen Nephrit als Kontakterscheinung und den Weißstein als granitischen Nachschub auffaßt. Der dortige Nephrit findet sich keineswegs nur an der Grenze zwischen Weißstein und Serpentin, sondern hauptsächlich innerhalb des Serpentins, er ist ein Produkt der Dynamometamorphose und nichts anderes. Ebenso entspricht die mineralogische Zusammensetzung des Weißsteins keineswegs einem granitischen Gestein, sondern sie ist bedeutend basischer. Ich halte also auch für Frankenstein an der primären Differentiation der leukokraten Massen fest und betrachte die Feststellung eines jüngeren „Syenits" durch Beyschlag und Krusch als irrig.

Während in Frankenstein nur das Eruptivmagma selbst der

Träger der Erzmassen war, handelt es sich in Reichenstein gleichzeitig auch um eine Infiltrierung des Nebengesteins mit erzhaltigem Eruptivmaterial: es liegt hier also eine echte Kontaktlagerstätte vor. Die Verhältnisse liegen kurz folgendermaßen: Innerhalb eines Glimmerschieferkomplexes finden sich dolomitische Kalklager. Letztere werden durchsetzt von einem Serpentinstock, dessen Ursprungsmaterial die Kalke infiltrierte. Die goldhaltigen Arsenerze finden sich sowohl im Serpentin selbst, wie auch im sogenannten Kammgebirge, welch letzteres den metamorphosierten Kalk darstellt.

Hinsichtlich der Genese der Lagerstätten schloß ich mich der Auffassung von Websky an. Der Serpentinstock ist aus einem Feldspat-Augitgestein hervorgegangen, welches primärer Träger der Erze war und den Kalkstein infiltrierte. Späterhin wurden sowohl die Hauptmasse wie die Infiltrationen serpentinisiert. In neuerer Zeit behauptete Wienecke (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. p. 273) einen genetischen Zusammenhang zwischen Erzzuführung und Graniten, die sich ebenfalls in der dortigen Gegend finden. Auch Beyschlag und Krusch (Festschr. z. 12. Bergmannstag. Breslau 1913. Bd. I. p. 91) pflichten dem bei. Sie nehmen als Erzbringer jüngere Thermen an, die im Gefolge eines Granitmagmas auftraten und gleichzeitig serpentinisierend wirkten. Mit Sicherheit vermag ich diese Auffassung vorläufig nicht zu widerlegen, für wahrscheinlich halte ich sie keineswegs, um so weniger, als die Verfasser in den schönen Tafeln (9 und 10), welche die von ihnen studierten Schliffe wiedergeben, soweit ich sehe, überhaupt nur ein einziges Mal (Fig. 4 auf Taf. 10) einen Granitschliff zeigen. Der Feldspat dieses Schliffes wird als zersetzt angegeben, so daß es doch fraglich erscheint, ob ein Orthoklas oder ein Plagioklas vorlag, außerdem wird der Diopsid des Schliffes als jüngerer Eindringling bezeichnet (p. 82), was man aber mit Sicherheit doch nicht behaupten kann. Es scheint also möglich, daß man statt des vermeintlichen Granits einen (quarzhaltigen) Diorit vor sich hat, in welchem vielleicht das Feldspat-Augitgestein Websky's zu erblicken wäre.

Ich habe schließlich noch die Entstehung der bekannten oberschlesischen Blei-, Zink- und Eisenerzlagerstätten des Muschelkalks kurz zu besprechen. Es zieht sich ein etwa 2 Meilen breiter und über 10 Meilen langer Streifen von Muschelkalk von Krappitz an der Oder nach Osten hin, um sich einerseits nach Polen hinüber, andererseits nach Galizien hinüber zu gabeln. Etwa in der Mitte bei Peiskretscham ist eine große Auswaschung des Muschelkalks zu konstatieren. Westlich dieser Auswaschung ist der Muschelkalk als Kalk ausgebildet und in nennenswertem Maße nicht erzführend, östlich der Auswaschung ist er als Dolomit ausgebildet und in dem bekannten Vorkommen

der Tarnowitz-Beuthener Mulde erzführend. Man hat also Grund zu der Annahme, daß Erzführung und Dolomitisierung in Zusammenhang stehen und in dieser Annahme stimme ich mit Beyschlag und Michael überein. Die Erze sind einerseits sulfidische: Bleiglanz, Zinkblende, Markasit, andererseits oxydische: Weißbleierz, Galmei und Brauneisenerz. Unterlagert wird der erzführende Dolomit durch den mehrere Meter mächtigen, durch ein Vorwalten von Ton ausgezeichneten und so gut wie wasserundurchlässigen blauen Sohlenstein, auch innerhalb des Dolomits finden sich zahlreiche tonige Partien. Bezüglich der Bildung der Erze nehmen nun Beyschlag und Michael als Erzbringer aus der Tiefe aufsteigende Thermalquellen an, sie fassen also die Lagerstätte als rein epigenetisch auf. Ich hingegen vertrete die Auffassung, daß das Erz ursprünglich in seinem Nebengestein fein verteilt war und erst durch herabrinnende Sickerwässer an der wasserundurchlässigen Basis konzentriert wurde. Michael bemerkt richtig (Festschr. z. 12. Bergmannstag. Breslau 1913. Bd. I. p. 380), daß ich bisher die Frage einer syngenetischen oder epigenetischen Entstehung des ursprünglichen Erzes offen ließ. Ich stehe aber nun nicht mehr an, das ursprüngliche Erz übereinstimmend mit Gürich und Bernhardi als syngenetisch anzusprechen. In ihrer jetzigen konzentrierten Form aber sind die Lagerstätten zweifellos epigenetisch, d. h. später als das ursprüngliche Nebengestein entstanden.

Die Hauptfrage also, die bisher noch unentschieden bleibt, ist die, ob aufsteigende Thermalwässer oder absteigende Sickerwässer die Erze in ihrer gegenwärtigen Form schufen.

Für die erstere Annahme plädieren Beyschlag und Michael, indem sie darauf hinweisen, daß einerseits ein Zusammenhang zwischen Erzzuführung und Spaltenbildung bestände, und daß andererseits auch Erze in tieferen Schichten, besonders im Steinkohlengebirge, vorkommen. Ich halte diese Einwände nicht für stichhaltig, sondern schließe mich der Auffassung von Frech an, welcher (Schles. Landeskunde. Leipzig 1913. p. 148) vollkommen richtig bemerkt: „Auch für die letztere Erklärung (nämlich durch Deszension) ist die Entstehung von Spalten eine nicht unwesentliche Voraussetzung: denn nur dort, wo das Vorhandensein von Spalten die unterirdische Wasserzirkulation belebte und besondere Vertiefungen schuf, war die Vorbedingung zu einer erheblichen Anhäufung von Erzmassen gegeben (Rokokogrube bei Beuthen). Das Vorkommen von Erzen in tieferen Schichten, vor allem im Steinkohlengebirge, läßt sich ebenfalls mit Hilfe des Aufsteigens wie des Absteigens der Lösungen erklären.“

Zweitens spricht die Wasserundurchlässigkeit des Sohlensteins gegen die Aszensionstheorie: der bekannte Vitriolletten stellt gleichsam ein Kampfesprodukt dar zwischen den nach unten

drängenden Wassern und dem Widerstand leistenden blauen Sohlenstein.

Drittens spricht für die Annahme der Deszensionstheorie eine mineralogische Gesetzmäßigkeit, auf die ich wohl als erster hingewiesen habe. Es läßt sich beobachten:

a) zu oberst ein Vorwalten der schwerstlöslichen Bleisalze,

b) darunter eine oxydische Partie, reich an rotem Galmei und Brauneisenerz,

c) zu unterst als ein Produkt von Kluftausfüllungen und metasomatischen Vorgängen die kompakten Sulfide als Reduktionsprodukte der am leichtesten löslichen Sulfate.

Viertens aber — und das ist von besonderer Wichtigkeit — spricht der rein sedimentäre Aufbau der ganzen Gegend und das Fehlen von Eruptivgesteinen schon von vornherein gegen das Auftreten von Thermalwässern in deren Gefolge. Tatsächlich gibt es meines Wissens auch in Oberschlesien gar keine Thermalwässer, und speziell im Erzgebiet sind die austretenden Triaswässer ziemlich kalt, sie besitzen eine Temperatur von 9—10°.

Ich kann diese Bemerkungen über Oberschlesien nicht schließen, ohne darauf hinzuweisen, daß meiner Auffassung nach gegenwärtig überhaupt in der Erzlagerstättenlehre der Aszensionstheorie in einseitiger Weise gegenüber der Deszensions- bezw. Lateralsekretionstheorie der Vorzug gegeben wird.

Breslau, den 16. Oktober 1913

F. Pockels †.

Am 31. August 1913 starb F. Pockels, Professor der theoretischen Physik in Heidelberg.

Sein Arbeitsgebiet umfaßte Fragen, die den Mineralogen und Geophysiker beschäftigen. Das Lehrbuch von F. Pockels über Kristalloptik ist wohl die beste vollständige, streng mathematische Darstellung aller Probleme, die sich bisher der Kristalloptik geboten haben. Das Werk ruht auf einer physikalischen Grundlage, die kaum wesentlich verändert werden kann; sein Studium bildet deshalb den Ausgangspunkt für die mathematische Behandlung neuer Aufgaben. Auf kristalloptischem Gebiet hat F. Pockels, der seiner Veranlagung nach wesentlich Theoretiker war, auch eine experimentelle Untersuchung, die ihm allerdings nicht Zweck, sondern Hilfsmittel für die Theorie war, unternommen. Veranlassung war eine von der Fakultät in Göttingen gestellte Preisfrage. Er maß das durch eine elektrische Spannung hervorgerufene elektrische Moment in acentrischen Kristallen, dann die nur durch elastische Spannung bewirkte Doppelbrechung, Größen, deren genaue

Bestimmung zuerst erhebliche Schwierigkeiten machte und konnte aus den so gewonnenen Zahlen berechnen, daß ein elektrisches Feld in einem acentrischen Kristall rein elektrisch eine geringe Doppelbrechung verursacht. Diese Erscheinung ist deshalb bedeutsam, weil sie ein Analogon zu der direkten Einwirkung des Magnetfeldes auf die optischen Erscheinungen in Kristallen, z. B. Zeemaneffekt in Korund, magnetische Doppelbrechung etc. darstellt. Seine auf Anregung seines Lehrers W. Voigt verfaßte Dissertation hatte das Thema der künstlichen Doppelbrechung behandelt.

Experimentell und theoretisch hat F. Pockels 1897 und 1898 die Magnetisierung von Basalt (bezw. dessen Magnetitkörner) durch Blitzschlag untersucht. Aus der Magnetisierung von Basaltkuppen und -lagen hatten Folgheraiter und andere den Schluß auf eine Richtungsänderung des Erdmagnetismus in früheren Zeiten gezogen. Man beobachtet bekanntlich häufig eine Magnetisierung, die der Richtung der heutigen Inklination entgegengesetzt ist. F. Pockels untersuchte die Wirkungen der Entladung der atmosphärischen Elektrizität; durch Laboratoriumsversuche fand er, daß ein magnetisches Feld von weniger als ein Millionstel Sekunde Dauer dieselbe Wirkung wie ein beliebig langandauerndes erzeugt. Er entwickelt dann Formeln, um aus der Stromstärke in einem Basaltstück die Feldstärke und die Magnetisierung und umgekehrt aus letzteren die Stromstärke des Blitzes, die sich so zu 3000 bis 11 000 Ampere ergibt, zu berechnen. Wenn man die mittlere Jahreshäufigkeit von Blitzen in unserem jetzigen Klima berücksichtigt, kann also sehr wohl im Laufe langer Zeiten die Magnetisierung von Gesteinsmassen durch atmosphärische Elektrizität erfolgen.

In einer anderen, für Meteorologen wertvollen Untersuchung behandelt er 1900 die Theorie der Niederschlagsbildung an Gebirgen, erklärt exakt mathematisch Föhnwirkung und Föhnwolke, man darf sagen, daß diese Arbeit sich den Untersuchungen von W. v. Betzold würdig anreiht und in einer Hinsicht ein Vorläufer der Theorien von Bjerknes ist.

Viel Arbeit und wertvolles Material für eine mathematische Geophysik ist in seinen Rezensionen der Abhandlungen aus diesem Gebiet in den Beiblättern zu den Annalen der Physik der Jahre 1908—1913 enthalten. F. Pockels war ein feinsinniger Kritiker, der den Wert einer Untersuchung klar erkannte, etwaige Fehler, unbemerkte Voraussetzungen leicht herausfinden konnte; er hat durch seine stets in ruhiger, sachlicher Form abgefaßten Referate die Autoren nicht verletzt und nur zur Förderung der Probleme beigetragen.

Das Leben von F. Pockels verlief, wie bei den meisten Gelehrten, recht ruhig. 1865 geboren erhielt er seine Schulbildung in Braunschweig, der Heimat seiner Eltern. Seine Studienzeit in

Göttingen, der wissenschaftliche Einfluß der bedeutenden dort wirkenden Lehrer der Mathematik und exakten Naturwissenschaft, F. Klein, Th. Liebisch, E. Riecke und insbesondere W. Voigt war und blieb bestimmend für seine Forschungstätigkeit. Mit W. Voigt verband ihn auch später eine auf beide Familien sich erstreckende Freundschaft. 1892 habilitierte sich F. Pockels, wurde 1895 als a. o. Prof. an die Technische Hochschule in Dresden berufen. Dort fand er seine treue Lebensgefährtin.

1900 ging er als a. o. Prof. der theoretischen Physik an die Universität Heidelberg. Seine ruhige, zurückhaltende Art ließ ihn Schwierigkeiten, die in der Stellung seines Faches lagen, aus dem Wege gehen. Eine 1913 an ihn ergangene Berufung als ord. Prof. nach Claustal mußte er mit Rücksicht auf seine Gesundheit ablehnen. F. Pockels war auch als Dozent äußerst gewissenhaft; er fand für sein schwieriges Lehrgebiet, das die Geophysik mit umfaßte und die Kenntnis der Experimentalphysik und Mathematik voraussetzt, unter den Fortgeschrittenen verständnisvolle Zuhörer.

Wer F. Pockels näher kannte, achtete ihn als Charakter und als Gelehrten, der an allen wissenschaftlichen Problemen lebhaften Anteil nahm. **J. Koenigsberger.**

Entgegnung an F. Heritsch.

Von **L. Kober.**

Heritsch hat in seiner Arbeit „Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen“, Sitzungsber. Akad. Wien 1912, mit keinem Worte erwähnt, daß ich bereits lang vor ihm, Anfang 1911, in vollkommen klarer und unzweideutiger Form das vorgosauische Alter des Deckenbaues für die Kainach, für das Eocän in Kärnten, sowie Phasenbildung im Deckenschub festgestellt habe. 1911 habe ich in den Mitt. d. geol. Ges., 1. Heft, p. 116, geschrieben: „Die Transgression der Gosau in der Kainach, des Eocäns in Kärnten, lassen einen vorgosauischen Bau dieser Region aufs klarste erkennen. In diesem Falle **muß** auch die **Überschiebung** der unteren ostalpinen Serie durch die obere zumindestens für diese Teile der Alpen **vorgosauisch** sein. . . . . Ohne Zweifel sind die Bewegungen am Außenrande der alpinen Decken jünger.“ Damit ist die vorgosauische Bewegung klar geschieden von der jüngeren (miocänen).

Das ist ein ganz besonders bemerkenswerter Fall, wo Heritsch das Erstlingsrecht seines Vorgängers mißbraucht. Es ließen sich noch andere Stellen anführen, aus denen hervorgeht, daß Heritsch mich nicht oder unrichtig zitiert.

Es ist daher in hohem Maße verwunderlich, wenn Heritsch mir vorwirft, ich hätte ihn in meiner neuen Arbeit, erschienen in den Mitt. d. geol. Ges. 1912, nicht zitiert. Heritsh's Arbeit ist am 12. Juli 1912 in der Akad. Wien vorgelegt worden, ich habe Anfang September 1912 bei der Geol. Ges. in Wien den Vortrag angekündigt: „Die Phasen des Deckenbaues der Ostalpen". Die Arbeit lag fertig vor und wurde meinem Aufsatze beigelegt, der Januar 1913 an die Redaktion der Geol. Ges. abgegeben wurde. Ich habe gar keinen Grund gehabt, im letzten Momente meiner Arbeit auf die Ansichten Heritsch's Bezug zu nehmen. Heritsch hat kein Recht, sich deswegen zu beklagen. Heritsch kommt gar nicht das Erstlingsrecht zu in der Frage der Phasenbildung des alpinen Deckenschubes.

Dieses festzuhalten, halte ich für notwendig. Auf die weiteren persönlichen Anschuldigungen verzichte ich einzugehen.

Über die Entstehung der kontinentalen Ablagerungen des Tianschan.

Von **Kurt Leuchs** in München.

D. Muschketow hat[1] die Ergebnisse veröffentlicht, zu welchen er auf einer Reise im Gebiete des Issykkul und von dort nach Ferghana gelangte. Die Arbeit bringt manche gute Beobachtung, besonders über das noch sehr wenig bekannte obere Naryngebiet, und ist deshalb als Beitrag zur Erforschung des Tianschan von Wert. Außerdem aber enthält sie eine Reihe von Folgerungen und Behauptungen, welche zu den Ergebnissen anderer Reisender in auffallendem Widerspruch stehen und durch die Verhältnisse an Ort und Stelle in keiner Weise begründet sind. Deshalb möchte ich diese Punkte kurz und rein sachlich besprechen.

1. Dschity-oguss. Keidel[2] fand in der Gegend des Sartdscholpasses, daß das transgressiv über Granit liegende obere Untercarbon mit roten grusig-sandigen Ablagerungen beginnt, daß diese in rote, rotviolette und graue Kalksteine übergehen und daß über diesen bunter mergeliger Kalk, dann graue und graugrüne gipshaltige Mergel und zuoberst roter Sandstein liegen. Demgemäß faßte er die über den Kalksteinen liegenden Ablagerungen als Regressionsbildungen des Meeres auf.

Die paläontologische Bearbeitung des dort gesammelten Materiales durch Gröber[3] hat die Richtigkeit dieser Auffassung bestätigt.

---

[1] De Prjévalsk au Ferghana. Bull. du Comité géologique. **31.** St. Petersburg 1912 (russ. mit französ. Résumé).

[2] Abhandl. Akad. Wiss. München, math.-phys. Kl. **23.** 1906.

[3] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVI. 1908.

Im Tale Dschity-oguss stellte FRIEDERICHSEN[1] fest, daß unter den von ihm als Hanhaischichten bezeichneten, 35—40° N. fallenden Ablagerungen andere, stärker aufgerichtete und gefaltete Sedimente liegen (grauvioletter Mergel wechsellagernd mit ähnlich gefärbten Kalksteinen). Weiter talauf stehen dann rötlichviolette Kalksteine an und ein im Bachbett gefundenes Geröll dieses Kalksteins enthielt Fossilien. GRÖBER[2] hat nachgewiesen, daß nach paläontologischem Inhalt und petrographischem Bestand dieser Kalkstein gleich ist dem vom Sartdscholpaß. Schon vorher hatte KEIDEL diese Ablagerungen von Dschity-oguss und Sartdschol einander gleichgestellt und angenommen, daß auch in der Buamschlucht altersgleiche Gesteine vorhanden sind, wobei er aber ausdrücklich erwähnte, daß dort außerdem noch mächtig entwickelte bunte Mergel, rote Sandsteine und grobe Konglomerate vorkommen, welche nicht zu jener Serie von Regressionsbildungen gehören. Er sagt nur, daß diese Sedimente jünger sind, macht aber, mangels genügender Beobachtungen, keine Angaben über ihr Alter.

Wenn MUSCHKETOW nun KEIDEL die Ablagerungen der Buamschlucht ohne jede Einschränkung denen von Dschity-oguss und Sartdschol gleichstellen läßt, so kann dies, nach dem, was ich eben gesagt habe, nur auf einem Mißverständnis beruhen.

Ebensowenig besteht für MUSCHKETOW meines Erachtens ein Zwang, die Deutung der bunten, gipshaltigen Mergel von Sartdschol als Regressionsbildungen des Carbonmeeres anzuzweifeln, und es erübrigt daher auch eine Besprechung seiner Ausführungen über Wert oder Unwert der „Methode der literarischen Verallgemeinerung".

2. Postcarbonische kontinentale Ablagerungen. Auf Grund von Untersuchungen in verschiedenen Teilen des Tianschan kommt MUSCHKETOW zu dem Ergebnis, daß die Bildung roter Sandsteine vom Carbon bis in die Gegenwart reicht und daß sie auf die verschiedenste Weise entstanden sind: marin, in abgeschlossenen Salz- und Süßwasserbecken, in Tälern, wahrscheinlich auch in Wüsten und als Gehängeschuttmassen.

An diesem Ergebnis ist nicht zu zweifeln, denn wir wissen heute[3], daß in den hier in Betracht kommenden Gebieten seit dem oberen Untercarbon keine Meeresbedeckung mehr eingetreten ist, daß also die postuntercarbonen Sedimente nur in den Randgebieten mariner Entstehung sein können, sonst aber durch die Gesamtheit der subaërischen Vorgänge gebildet sein müssen.

Da in diesen mächtigen Ablagerungen organische Reste meist fehlen, ist es natürlich sehr schwer, häufig sogar unmöglich, das

[1] Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg. 20. 1904.
[2] Abhandl. Akad. Wiss. München, math.-phys. Kl. 24. 1909.
[3] LEUCHS, G. Rundschau 1913.

Alter der einzelnen Ablagerungen festzustellen. Es sind daher die Bezeichnungen Angaraschichten für die jungpaläozoischen und mesozoischen, Hanhaischichten für die tertiären Ablagerungen dieser Gebiete nur Sammelnamen für diese Gesteinsserien und können aufgegeben werden, sobald es gelungen ist, auf Grund von Altersbestimmungen eine Gliederung der Sedimente zu ermitteln. Solange dies nicht möglich ist, müssen jene Namen beibehalten werden. Jeder Versuch aber, das Alter einzelner dieser Schichtkomplexe zu bestimmen, wird, wenn er sich auf Tatsachen stützt, zu begrüßen sein.

Es erhellt aus dem Vorhergehenden, daß dieses Kapitel zu den schwierigsten im Tianschan gehört. Keidel, der zusammen mit Merzbacher große Gebiete des Gebirges bereiste, hat auf Grund seiner Erfahrung und mit Hilfe der Literatur die Frage der Hanhaischichten eingehend erörtert. Aber weder Keidel noch ein anderer deutscher Forscher hat unter dem Namen Hanhaischichten carbonische, untercretacische, tertiäre, postpliocäne und alluviale Ablagerungen zusammengefaßt, und zwar ausschließlich auf Grund des Vorkommens roter Sandsteine, wie Muschketow meint.

Vielmehr hat Keidel, wie schon erwähnt, die roten Sandsteine von Sartdschol für untercarbonisch erklärt, ferner hat Gröber [1] auf der Südseite des Gebirges rote Sandsteine im unteren Obercarbon festgestellt, endlich hat Merzbacher [2] im östlichen Tianschan mächtige Massen bunter Sandsteine als mesozoische Angaraschichten erkannt und Leuchs [3] die roten Sandsteine am Nordfuß des Temurlyktau ebenfalls zu den Angaraschichten gerechnet.

Daraus ergibt sich, daß jene Behauptung Muschketow's unzutreffend ist, daß im Gegenteil auch und gerade bei den deutschen Autoren das Bestreben besteht, das Alter der verschiedenen Sandsteinkomplexe festzulegen, und daß die rote Farbe für sie noch kein Grund ist, einen Sandstein zu den Hanhaischichten zu rechnen.

3. Bildungsart von Hanhaischichten. Schon bei 2. wurde ausgeführt, zu welchem Ergebnis Muschketow bezüglich der Entstehung der kontinentalen, also auch der Hanhaischichten gekommen ist, ein Ergebnis, das mit den heutigen Anschauungen wohl aller Tianschan-Forscher übereinstimmt. Denn die Deutung der roten Sandsteine und Konglomerate am Südufer des Issykkul, im Sarydschassgebiet, am Nordrand des dsungarischen Alatau vorwiegend als subaërische Schuttablagerungen von verwittertem, an den Gehängen herabgleitendem Material, welche Friederichsen [4] seinerzeit gegeben, dürfte wohl von ihm selbst nicht mehr aufrecht erhalten werden.

---

[1] Dies. Centralbl. 1910.

[2] Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin 1910.

[3] Abhandl. Akad. Wiss. München, math.-phys. Kl. 1912.

[4] Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1904.

Daß natürlich derartige Gehängeschuttmassen in den Hanhaischichten vorkommen, ist selbstverständlich, aber diese Bildungen sind stets nur lokal und können, der Natur ihrer Entstehung nach, keine regionale Ausdehnung erlangen.

Am Südufer des Issykkul z. B. bilden die roten grobklastischen Ablagerungen einen über 200 km langen Streifen und ihre Lage am Rande des Terskei-Alatau, ihr Auftreten in einzelnen Tälern, ihre deutliche Schichtung beweisen, daß ihr Material hauptsächlich durch Flüsse aus dem Gebirge heraustransportiert wurde und dort, wo das Gefälle und damit die Transportkraft geringer wurde, zum Absatz kam.

Auch die von Friederichsen für primär angesehene Neigung der Schichten mit 35—40° nach Nord, gegen den See, ist kein Beweis für jene Ansicht Friederichsen's, denn, wie Muschketow nachweist, kommen in dieser Serie auch nach anderen Richtungen einfallende Partien vor und an einigen Stellen von ihm gesehene Faltungen beweisen, daß die Neigung der Schichten nicht mehr die ursprüngliche ist.

In diesem Punkte besteht demnach volle Übereinstimmung zwischen Muschketow und mir und ich darf hier erwähnen, daß auch Prof. Merzbacher, welcher diese Sedimente wohl am eingehendsten studiert hat, der gleichen Ansicht ist, wie ich seinen gütigen privaten Mitteilungen entnehme.

4. Die Verschiedenheit in der Konfiguration des Nord- und Südufers des Issykkul erklärt Muschketow durch den Unterschied in der Vergletscherung zwischen den beiden, den See nördlich und südlich umgebenden Ketten. Er läßt unentschieden, ob dieser Unterschied sowohl in der heutigen als auch in der diluvialen Vergletscherung durch klimatische Eigentümlichkeiten bedingt ist oder durch etwas anderes.

Nun zeigt aber die vergleichende Betrachtung, daß zwischen den beiden Ketten ein beträchtlicher Höhenunterschied besteht. Denn während der nach S exponierte Kungei-Alatau, nördlich des Sees, eine mittlere Kammhöhe von 3000 m erreicht, hat der Terskei-Alatau, südlich des Sees, eine solche von 4000 m. Daraus, sowie aus der nach Nord gerichteten Exposition des im Süden des Sees aufragenden Terskei-Alatau erklärt sich die stärkere Vergletscherung und als notwendige Folge der Transport von größeren Schuttmassen in die Seeniederung. Der morphologische Unterschied zwischen den beiden Ketten, der hauptsächlich in dem Vorhandensein zahlreicher Kare im Terskei- und ihrer Seltenheit im Kungei-Alatau besteht, ist also zwar eine Folge der stärkeren Vergletscherung im Terskei, aber die Ursache der stärkeren Vergletscherung ist in erster Linie in tektonischen Vorgängen zu suchen, durch welche eben der Terskei zu einem um so viel höheren Gebirge geworden ist.

Weiter meint Muschketow, daß der horizontale Kammverlauf des Terskei leichter durch die nivellierende Wirkung der Kare erklärt werden könne als durch eine gehobene Peneplain. Das widerspricht aber allen in diesem Gebiete gefundenen Tatsachen bezüglich der Entstehungszeit der Peneplain und der Zeit ihrer Zerstückelung, welche sicher präglazial ist. Da nun Kare doch wohl als glaziale Bildungen aufgefaßt werden müssen, sind die Kare des Terskei-Alatau jünger als die Peneplain und ihre Tätigkeit läuft vielmehr darauf hinaus, die Peneplain zu zerstören.

Endlich schließt Muschketow aus der gegen früher geringeren Wassermenge der vom Terskei-Alatau zum Issykkul strömenden Flüsse auf einen gegenwärtigen Stillstand im Rückzug der Gletscher bezw. auf eine Ablösung der interglazialen Periode durch den Beginn einer neuen Eiszeit. In Wirklichkeit liegen aber die Verhältnisse so, daß eben gerade durch den andauernden Rückzug der Gletscher in der Postglazialzeit immer weniger Schmelzwasser von den Gletschern herabkommt und infolgedessen die Wassermenge der Flüsse beständig geringer wird.

München, 11. Oktober 1913.

Über den Schädelbau von Varanosaurus acutirostris.

Von **F. Broili.**

Mit 1 Textfigur.

Einige Zeit nach meiner ersten Darstellung von *Varanosaurus* aus dem Perm von Texas (Palaeontographica. 51. p. 73. 1904) ließ ich durch unseren Präparator, Herrn Reitter, eine nochmalige Reinigung des Schädels vornehmen, wodurch der Verlauf einiger Suturen sich feststellen ließ. Herr Dr. D. M. S. Watson in London hat nun bei seinem letzten Besuche in München im Laufe dieses Sommers zum Zweck des Vergleiches mit seinen von ihm gesammelten südafrikanischen Formen mit mir das Stück eingehend studiert und mich auf einige weitere Tatsachen aufmerksam gemacht. Ich möchte ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Als Ergänzung meiner früher gemachten Beobachtungen lassen sich an dem Schädel von *Varanosaurus acutirostris* folgende Knochenelemente konstatieren:

Oberfläche des Schädeldachs. Die auffallend spitze Schnauze wird von den Praemaxillaria eingenommen, denen auch die vordere und zum größten Teile die untere Begrenzung der Nasenöffnungen zukommt; zwischen dieses jederseits in einen spitzen Fortsatz nach rückwärts ausgezogene Knochenpaar schieben

sich nun von hinten die scharf lanzettförmig zulaufenden Nasalia, deren rückwärtige Begrenzung gegen die Frontalia und Lacrimalia (Praefrontalia) sich in deutlicher Zickzacknaht zu erkennen gibt. Letztere bilden den für *Varanosaurus* charakteristischen simsartigen Vorsprung des Schädeldaches vor den Augenhöhlen. Die rückwärtige Begrenzung der Frontalia läßt sich nicht mit völliger Sicherheit feststellen, doch dürfte ihre Grenze gegen die Parietalia ziemlich weit rückwärts in der Höhe der hinteren Augenwinkel zu suchen sein. Die Postfrontalia, welche die Augenhöhlen in ihrer hinteren Hälfte umrahmen, sind ansehnliche große Knochengebilde. Im Gegensatz zu den schlanken, gestreckten Frontalia zeigen sich die Parietalia sehr in die Breite entwickelt, sie entsenden jederseits eine seitliche Verlängerung nach rückwärts, in die aber ein zugeschärfter Fortsatz des Squamosum eingelassen ist. Direkt hinter dem ansehnlichen Foramen parietalia bilden die Parietalia einen breit dreiseitigen Vorsprung, und die rückwärts von diesen bezw. den seitlichen Verlängerungen der Parietalia liegende Schädelpartie fällt im Gegensatz zu der vorderen, ziemlich ebenflächig verlaufenden Schädeloberseite steil geneigt nach hinten ab. Hinter dem mit einem deutlichen Knick nach rückwärts absteigenden Parietale findet sich nun median in der also abgesetzten Partie ein anscheinend unpaarer, in der Mitte leicht gekielter, schildförmiger Knochen, der aus den verschmolzenen Postparietalia hervorgegangen sein dürfte und der dann nach Watson [1] das Interparietale repräsentiert. Zu beiden Seiten dieses Interparietale steigt eine flache Knochenschuppe zu der seitlichen Verlängerung des Parietale bezw. dem Squamosum aufwärts — das Tabulare. Die rückwärts der verschmolzenen Postparietalia liegenden Reste sind leider zu undeutlich, um weitere Schlüsse darauf zu begründen.

Seitenansicht des Schädels. Die ziemlich hohe Seitenfläche des Schädels zwischen den großen Augenhöhlen und den Nasenöffnungen wird vor allem von dem Adlacrimale (Lacrimalia) und dem Maxillare eingenommen. Ob ersteres noch an der rückwärtigen Begrenzung der äußeren Nasenlöcher teilnimmt, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, jedenfalls tritt sein dreiseitig zulaufendes Vorderende sehr nahe an dieselben heran, während seine hintere Hälfte sich stark verbreitert zeigt. Unterhalb des Adlacrimale, die rückwärtige untere Begrenzung der Nasenlöcher bildend, entwickelt sich das stattliche Maxillare, welches nach rückwärts von einem ansehnlichen Jugale abgelöst wird, dem die Aufgabe zufällt, die Augenöffnung nach unten abzuschließen,

[1] D. M. S. Watson, On some features of the structure of the Therocephalian skull. Annals and Mag. of Nat. Hist. Ser. 8. **11.** 1913. p. 10. Vergl. auch Fr. v. Huene: Die Herkunft des Os interparietale der Mammalia. Anat. Anz. **42.** 20/21. 1912.

während die vordere Begrenzung derselben der hinteren Partie des Adlacrimale und dem gleichfalls noch auf die Schädelflanken heruntersteigenden Lacrimale zukommt. Neben diesen genannten Elementen greift auch noch das N a s a l e auf die Seitenfläche des Schädels herüber und nimmt von oben an der hinteren Begrenzung des Nasenloches teil. Ein Septomaxillare war nicht mit völliger Sicherheit nachzuweisen.

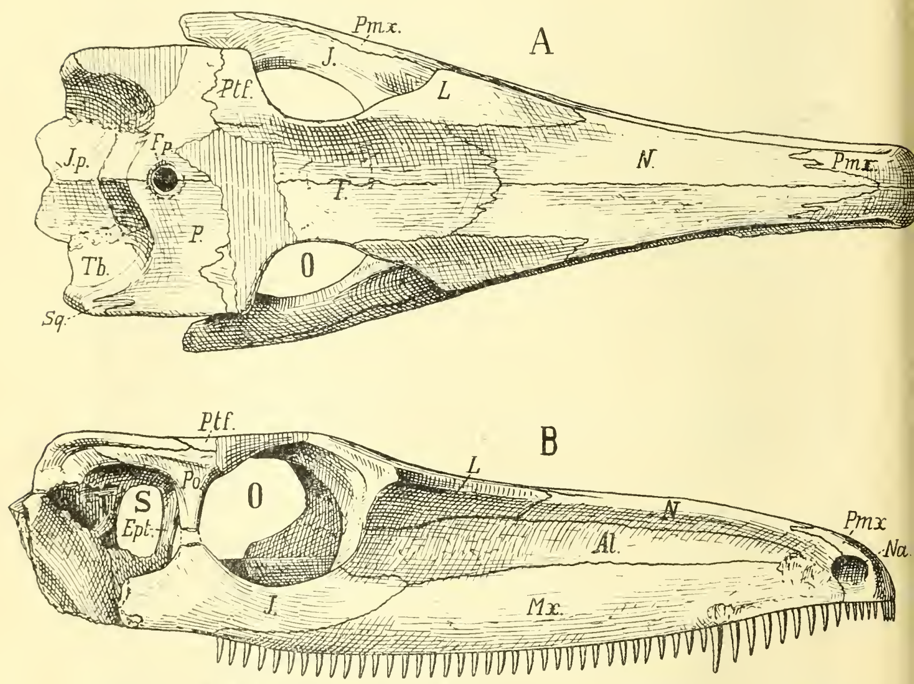


Fig. 1. *Varanosaurus acutirostris* Broili aus dem Perm von Texas. A von oben, B von der Seite. *Na* Nasenöffnung, *O* Auge, *S* Schläfenloch. *Fp* Foramen parietale. *Pmx* Prämaxillare, *Mx* Maxillare, *N* Nasale, *F* Frontale, *L* Lacrimale (Präfrontale), *Al* Adlacrimale (Lacrimale), *Ptf* Postfrontale, *Po* Postorbitale, *J* Jugale, *P* Parietale, *Ip* Interparietale, *Tb* Tabulare, *Sq* Squamosum. *Ept* Epipterygoid. — Teilweise etwas schematisch. 4/5 nat. Größe.

Rückwärts der Augenhöhlen sehen wir ein nach oben gegen Postfrontale und Parietale durch eine deutliche Sutur abgegrenztes P o s t o r b i t a l e als säulenförmige Spange nach abwärts steigen. Die Begrenzung gegen das Jugale ist durch einen Bruch zerstört worden.

Daß ein von dem Pterygoid zu dem Parietale aufsteigendes E p i p t e r y g o i d vorhanden ist, wurde bereits früher angegeben.

Leider ist auf beiden Seiten die knöcherne untere Begrenzung

der Schläfenöffnung weggebrochen, so daß weitere Angaben nicht mit Sicherheit gegeben werden können.

Wenn wir unseren *Varanosaurus* mit den übrigen amerikanischen Theromorphen vergleichen, so teilt sein Schädelbau im großen und ganzen mit den meisten der besser bekannten Formen die wichtigsten Merkmale in der Anordnung und Ausdehnung der Knochenelemente; insbesondere ist dies, was seine vordere Gesichtspartie anlangt, der Fall bei einer Gegenüberstellung mit dem durch Williston [1] ausgezeichnet bekannten Cotylosaurier *Limnoscelis*. Ein Hauptunterschied gegenüber den amerikanischen Formen aber ist — soweit sich das an der Hand unseres Materials konstatieren läßt — das Auftreten eines unpaaren Interparietale, was bis jetzt meines Wissens noch nicht bei denselben nachgewiesen wurde. Diese Eigenschaft weist nun zu den südafrikanischen Theromorphen hin, bei denen dieses Element, allerdings zwischen die Parietalia verlagert — woher ja auch seine Bezeichnung Interparietale stammt —, eine große Rolle spielt.

Trionyx pliocenicus Lawley = Trionyx Hilberi R. Hoernes.

Von **Wilfried Teppner** in Graz.

Fucini [2] hat 1912 *Trionyx pliocenicus* Lawley beschrieben und abgebildet. Diese Arbeit ist — so schön Beschreibung und Abbildungen sind — ohne genaue Literaturkenntnis verfaßt. Fucini stützt sich auf den Namen, den Lawley [3] einem *Trionyx*-Reste provisorisch beilegte, ohne denselben beschrieben oder abgebildet zu haben. Lawley [4] selbst sagt, daß die Beschreibungen der verschiedenen Schildkrötenreste in einer großen Zahl von Arbeiten zerstreut sind, diese ihm aber nicht zur Verfügung stehen und er daher dem „guten“ Beispiele anderer Autoren folgt und nur einen provisorischen Namen für seinen *Trionyx*-Rest wählt, um es späteren, genaueren Untersuchungen zu überlassen, den von ihm gegebenen Namen aufrecht zu erhalten oder den Synonymen zuzuweisen.

Nun hat R. Hoernes [5] im Jahre 1892 eine neue *Trionyx*, *Tr. Hilberi*, genau beschrieben; dieselbe ist dann in der großen

[1] S. W. Williston, A new family of Reptiles from the Permian of Mexico. Amer. Journ. of Science. **31**. 1911.

[2] A. Fucini, *Trionyx pliocenicus* Lawley. Palaeontographia Italica. **18**. Pisa 1912. p. 1—28.

[3] R. Lawley, Nuovi studi sopra ai pesci ed altri vertebrati fossili delle colline toscane. Firenze 1876.

[4] R. Lawley, l. c. p. 100.

[5] R. Hoernes, Neue Schildkrötenreste aus steirischen Tertiärablagerungen. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1912. p. 242 ff.

Arbeit von Heritsch[1] in der ausführlichsten Weise beschrieben und auch abgebildet worden.

Vergleichen wir aber nun *Tr. pliocenicus* mit *Tr. Hilberi*, so können wir schon auf den ersten Blick deren Übereinstimmung erkennen. Beide Reste zeigen in der Mitte des dritten Costale die größte Breite des Panzers, wodurch der Umriß desselben ein mehr herzförmiger ist, vorn breiter und nach hinten sich langsam verjüngend; aber auch in bezug auf die Costalen und Neuralen und deren gegenseitige Stellung herrscht bei beiden Resten Übereinstimmung. Bezüglich der Nuchalplatte möchte ich nur bemerken, daß zu Heritsch's Angabe, p. 340: „dieselbe hat vorn eine bogenförmige Begrenzung", zu ergänzen ist: „mit einer leichten Einbuchtung in der Mitte gegen das erste Neurale".

Betrachten wir nun auch die Granulation — wobei ich nochmals bemerken möchte, daß es absolut nicht angeht, dieselbe allein als Unterscheidungsmerkmal zu betrachten —, so sehen wir auch hierin zwischen *Tr. pliocenicus* und *Tr. Hilberi* vollständige Übereinstimmung.

Fucini[2] bespricht dann Ammon's[3] Arbeit und sagt von einer großen Ähnlichkeit zwischen *Tr. Brunhuberi* v. Ammon und *Tr. pliocenicus.* Ein genauer Vergleich hätte nun Fucini zeigen können, daß *Tr. Brunhuberi* und *Tr. pliocenicus* (*pliocenica* bei Lawley l. c. p. 100) vollständig übereinstimmen. Er mußte aber auch in der Arbeit von Ammon (l. c. p. 19, 20) jene von Heritsch zitiert gelesen haben. Dessenungeachtet fand es aber Fucini für angezeigt, diese Arbeit nicht zu benützen, denn sonst hätte er dieselbe gewiß besprochen und zitiert.

Ammon (l. c. p. 19) schreibt in seiner Arbeit, daß ihm jene von Heritsch erst während der Niederschreibung seiner Abhandlung in die Hände gekommen ist, und demgemäß bespricht er sie auch nur ganz flüchtig. Ich habe daher auch in meiner *Trionyx*-Arbeit[4] Gelegenheit genommen, festzustellen, daß *Tr. Brunhuberi* v. Ammon mit *Tr. Hilberi* R. Hoernes vollkommen übereinstimmt und daher von einer *Tr. Brunhuberi* v. Ammon nicht mehr die Rede sein kann. Leider kannte ich damals Fucini's Arbeit noch nicht und sei daher deren Besprechung hiermit nachgeholt. Ich

[1] F. Heritsch, Jungtertiäre *Trionyx*-Reste aus Mittelsteiermark. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1909. p. 339 ff.

[2] A. Fucini, l. c. p. 27, 28.

[3] L. v. Ammon, Schildkrötenreste aus den Regensburger Braunkohlen. 12. Jahresber. d. naturwiss. Ver. für Regensburg. 1907—1909. Regensburg 1911.

[4] W. Teppner, Südsteirische *Trionyx*-Reste im Kärntner Landesmuseum in Klagenfurt. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1913. p. 322—332.

möchte nun feststellen, daß LAWLEY (l. c. p. 100) seine *Tr. pliocenicus* nur dem Namen nach als neu anführt, ohne sie aber zu beschreiben oder abzubilden: daher kann der Name *Tr. pliocenicus* in der Nomenklatur der fossilen Trionyciden keine Priorität beanspruchen. Es ist daher klar, daß von einer *Tr. pliocenicus* LAWLEY künftighin nicht mehr die Rede sein kann.

Nun hat aber v. REINACH [1] in Unkenntnis der Tatsache, daß der Name *Tr. pliocenicus* eigentlich schon vergriffen ist, sehr dürftige, andere *Trionyx*-Reste als *Tr. pliocenicus* beschrieben; daher würde es sich empfehlen, wenn man überhaupt für jene dürftigen Reste eine eigene Spezies aufrecht erhalten will, sie mit einem anderen Namen zu belegen.

Im Interesse der Paläontologie wäre es gelegen, wenn wir weniger Spezies hätten und dieselben gute Reste darstellen würden, die sorgfältig beschrieben und abgebildet sind. Die Sucht einzelner Autoren, neue Spezies zu schaffen, muß befremden.

Zum Schlusse sei noch festgestellt, daß FUCINI's Arbeit insofern großes Interesse hat, als er auch Hyo- und Hypoplastron abgebildet und beschrieben hat, daher seine Arbeit in dieser Hinsicht eine Ergänzung zu der von R. HOERNES und F. HERITSCH gelieferten Beschreibung der *Tr. Hilberi* bildet, von welcher in unserem Institute nur der vorzüglich erhaltene Rückenpanzer vorliegt.

Graz, im November 1913.

Besprechungen.

G. Gasser: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Nach der eigentümlichen Art ihres Vorkommens an den verschiedenen Fundorten und mit besonderer Berücksichtigung der neuen Vorkommen. Innsbruck. Wagner'sche k. k. Universitäts-Buchhandl. 1913. 548 p. Mit 1 Karte und zahlreichen Textfiguren.

Verf. hat schon früher versucht, eine Beschreibung der Mineralien des in dieser Hinsicht so wichtigen und interessanten Landes Tirol (einschließlich Vorarlbergs) zu veröffentlichen; es sind aber von diesem Werk nur zwei Lieferungen von dem damaligen Verleger herausgegeben worden (vgl. dies. Centralbl. 1905. p. 218). Das jetzt vorliegende Werk, das den ganzen Gegenstand in einem Bande auf einmal vorlegt, ist eine wesentliche Abkürzung des älteren, größer angelegten, zugleich aber auch eine Ausdehnung auf die früher unberücksichtigt gebliebenen Hohen Tauern, des in

[1] A. v. REINACH, Schildkrötenreste aus dem ägyptischen Tertiär. Abhandl. d. Senckenbergischen naturf. Ges. 29. H. 1. p. 55.

tirolisches Gebiet weit vorspringenden Teils des östlich angrenzenden Salzburger Landes. Die Behandlung des Gegenstandes beruht teils auf den Mitteilungen der Literatur, teils auf dem Studium der Mineralien und ihrer Vorkommen und Fundorte, von denen Verf. im Laufe der Jahre mehrere Hundert selbst besucht hat, so daß es ihm möglich war, eine überaus reichhaltige Sammlung von Belegstücken aus Tirol zusammenzubringen und zahlreiche bisher noch nicht veröffentlichte, Beobachtungen zu machen. Deshalb und weil die bisherigen zusammenfassenden Darstellungen der Mineralogie Tirols, vor allem das grundlegende Werk von Liebener und Vorhauser (1852) mit Nachtrag (1866), aber auch von Zepharovich, Lexikon Bd. 3 (1893), schon veraltet sind, bildet das vorliegende Buch eine reiche Fundgrube und eine wichtige Quelle für alle, die sich für den vorliegenden Gegenstand in irgendeiner Weise interessieren und einen guten Führer für die Sammler. Die Mineralien sind alphabetisch nach der gebräuchlichsten Bezeichnung angeordnet und in einem bestimmten Schema dargestellt. Für jedes werden die Fundorte der Reihe nach aufgeführt unter Angabe der Literatur und des Bergreviers, in dem sie liegen. Ein Verzeichnis von 136 einschlägigen Werken, die dem Verf. zur Verfügung standen, ist eingangs gegeben; eine absolute Vollständigkeit ist hier nicht erstrebt, ebensowenig wie bei den einzelnen Vorkommen, von denen nur die mineralogisch interessanteren etwas eingehender behandelt wurden. Zweckmäßig ist die Beigabe der Karte mit den Grenzen der im Text genannten 24 Bergreviere, die das Aufsuchen der Fundorte sehr erleichtern. Ein Nachtrag, auch Berichtigungen und Zusätze enthaltend, ist in Vorbereitung. **Max Bauer.**

Personalia.

Verliehen: Prof. Dr. **Fr. Frech** in Breslau Charakter als Geheimer Bergrat.

Gestorben: **Vladimir Josef Procházka**, Privat- und honorierter Dozent an der böhmischen technischen Hochschule in Brünn, starb am 30. Oktober 1913 in seinem Geburtsort Tišnov bei Brünn im Alter von 51 Jahren. — Dr. **Anton Frič**, em. Professor der Zoologie an der böhmischen Karl-Ferdinand-Universität und Direktor der zoologischen und geologisch-paläontologischen Abteilung am Museum des Königr. Böhmen, starb am 22. November 1913 in seiner Vaterstadt Prag im Alter von 81 Jahren. Sein bekanntestes Werk ist die Monographie der Fauna des böhmischen Permocarbons, insbesondere der Stegocephalen, ferner zahlreiche Abhandlungen über die Paläontologie und Stratigraphie der böhmischen Kreide, über Menschenreste im böhm. Diluvium; im Prager Museum war er über 60 Jahre tätig und die große böhmische paläontologische Sammlung ist zum großen Teile sein Werk.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

15. Januar 14,553 1914 No. 2

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke** 38 gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Trachyt, Phonolith, Basalt in Deutsch-Südwestafrika.

Von **Eberhard Rimann** in Rio de Janeiro.

Zu den interessantesten Ergebnissen meiner geologischen Aufnahmen in Deutsch-Südwestafrika gehört die Feststellung nicht unbedeutender Vorkommen von sog. jungvulkanischen, z. T. nephelinführenden Gesteinen, nämlich von Trachyt, Phonolith, Basalt. Die mir bekannt gewordenen Vorkommen liegen im Bastardland, dessen geologische Kartierung vom Verfasser 1910 bis 1911 durchgeführt wurde. Die Ergebnisse dieser Kartierung sind in einer im Erscheinen begriffenen Abhandlung: „Geologie des Bastardlandes", niedergelegt; eine gedrängte Darstellung findet sich bereits in den Abhandlungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Isis, Dresden, Jahrgang 1912, Heft 2.

Die Beobachtungen sind um so bemerkenswerter, als jungvulkanische Effusivgesteine, sowohl der Alkalikalkreihe als auch der Alkalireihe, im Süden Afrikas zu den größten Seltenheiten gehören. Ich stelle die bisher darüber gemachten Beobachtungen wie folgt zusammen:

Trachyte und Phonolithe mit Tuffen und Breccien in dem Pilandsbergmassiv (Hochebene von Mafeking, Zentral-Transvaal),

Trachyt und Andesit mit Tuffen, ebenfalls in Transvaal,

Phonolith im Quellgebiet des Luaba, Zentralafrika.

Die nächsten größeren Anhäufungen von effusiven Alkaligesteinen finden sich aber erst viel weiter nördlich in Kamerun, Deutsch-Ostafrika usw.

Über die von mir im Bastardlande gemachten Beobachtungen ist folgendes zu bemerken:

Trachyt.

Trachyt wurde in stromartiger Verbreitung am Südabhang der Auasberge zwischen dem Kempinskiberg[1] und der Farm Paulinenhof angetroffen, ferner bei Heigamas, wo er gangförmig in dem Guruchab (Langer Grat) aufsetzt. Ein wenig mächtiger Gang von Trachyt wurde schließlich noch in den Bergen westlich Krumhuk (Ostabhang des Liebenstein) beobachtet, hier in sehr charakteristischer Weise in nächster Nähe eines Phonolithganges

[1] Bezügl. der Ortsangaben sei auf die der obengenannten Arbeit beigegebene geologische Karte 1:200000 verwiesen.

aufsetzend. Offenbar hat aber der Trachyt in diesem ganzen nördlichen Winkel des Bastardlandes noch weitere Verbreitung gehabt, denn man beobachtet z. B. in den Reibungsbreccien südlich km 22 der Bahnlinie Windhuk-Rehoboth neben Bruchstücken von Granit und Quarzit der Primärformation auch solche von Trachyt.

Das Gestein ist im frischen Bruch hellgrau, in verwittertem Zustande gelblich. Es ist sehr porös. Im Handstück beobachtet man neben zentimetergroßen frischen Sanidinen Biotit, der im allgemeinen sehr zurücktritt, und gelblichweiße matte Flecken.

Bei Heigamas ist ein Teil des Trachytes verkieselt, nur die Sanidine sind erhalten geblieben.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt folgendes:

Alkali-Pyroxene und Amphibole, sowie Sodalithmineralien und Leucit sind nicht nachweisbar[1]. Der Sanidin, idiomorph begrenzt von P, M, l, y, hat gelegentlich die bekannten Korrosionserscheinungen, findet sich auch zu Knäueln aggregiert[2]. Quarz, offenbar neu gebildet, wird in der Grundmasse hie und da beobachtet. Etwas Apatit und Eisenerz vervollständigen die Reihe der an dem Aufbau dieser Trachyte beteiligten Mineralien.

Es bleibt zweifelhaft, ob diese Trachyte zu der Gruppe der Alkali- oder der Alkalikalk-Trachyte gehören. Nach dem mineralogischen Befunde müßten sie als normale Biotit-Trachyte zur zweiten Gruppe gestellt werden, entsprechend ihrer Vergesellschaftung mit Phonolithen (Gauverwandtschaft) aber zu den Alkali-Trachyten.

Phonolith.

Phonolithe treten im Bastardlande an zwei ca. 80 km auseinanderliegenden Punkten auf, bei Duruchaus und Gelkopf und bei Aris-Krumhuk.

Bei Duruchaus und Gelkopf handelt es sich um einen Deckenerguß, der Austrittskanal der Decke ist der Große Spitzkopf (1717 m), ca. 40 km nordwestlich Rehoboth. Von hier aus breitet sich die Phonolithdecke in nördlicher und östlicher Richtung weithin aus. Heute sind nur noch auf den wenigen, aus Glimmerschiefer der Primärformation bestehenden Kuppen, welche sich in der dortigen Gegend aus dem „Plattsand" erheben, Reste dieser einst ausgedehnten Decke erhalten geblieben, nämlich auf 3 Hügeln östlich des Großen Spitzkopfes und auf etwa 5 Hügeln an dem

[1] Nephelin scheint in dem Trachyt am Südabhang der Auasberge nicht zu fehlen.

[2] Der Kern mancher Sanidine ist von einer dichten, nur schwach polarisierenden mikrofelsitähnlichen Masse erfüllt. Offenbar sind die gelblichweißen, schon im Handstück sichtbaren Partien nichts weiter als völlig zersetzte Sanidine.

Wege zwischen Gelkopf und Aub, welche ca. 16 km nördlich des Großen Spitzkopfes liegen. Möglicherweise finden sich bei späteren Kartierungen nördlich und östlich der genannten Punkte noch weitere spärliche Reste.

Die Mächtigkeit der Decke, soweit sie heute noch erhalten geblieben ist, beträgt nur wenige Meter (ca. 5 m).

Wie schon oben bemerkt, wurden die Reste einer anderen Phonolithdecke viel weiter nördlich bei Aris beobachtet, und zwar auf dem Huguamis, östlich von Aris (hier ca. 50 m mächtig) und auf dem Schildkrötenberg, westlich davon.

Der Ausbruchskanal dieses Deckenergusses konnte von mir nicht mit Sicherheit festgelegt werden, er liegt wahrscheinlich in nächster Nähe, und zwar südlich von Aris.

Ein wenig mächtiger Gang von Phonolith ist schließlich noch zu erwähnen vom Ostabhang des Liebensteinberges, wo er einige Meter unterhalb eines Trachytganges, getrennt durch Hornblende- und Glimmerschiefer, ansteht. Die Deckenreste, sowohl bei Gelkopf wie bei Aris, haben ein nördliches bezw. nordwestliches Einfallen, daher fehlt diesen Bergen der Tafelbergcharakter, den man bei horizontaler Lagerung des Phonolithes erwarten müßte.

Der Phonolith der genannten Vorkommen ist ein fettglänzendes, teils grünlichgraues, teils bräunliches Gestein; eigenartige Partien mit abwechselnd graugrünen und braunen Streifen wurden am Nordabhang des Kleinen Spitzkopf beobachtet.

Einsprenglinge von Sanidin und weiße Partien von Nephelin sind nicht sehr häufig (bei Gelkopf, Duruchaus, wo indes das Gestein nach der Basis der Decke zu ebenfalls dichte Beschaffenheit annimmt).

Der Phonolith führt oft dunkle, bis 3 mm große Flecken, welche sich u. d. M. als Anhäufungen von Ägirin erweisen. Die untersten Partien der Phonolithreste an dem Wege zwischen Gelkopf und Aub sind durchaus zersetzt. Ein solches Gestein ist gelbrot mit vielen dunkelroten Flecken darin, offenbar handelt es sich um besonders glasreiche, aber jetzt völlig zersetzte Phonolithpartien. Die Beteiligung von farblosem Glas an der Grundmasse konnte an dem Phonolith des Huguamis bei Aris beobachtet werden.

Die mikroskopische Untersuchung der Phonolithe genannter Vorkommen ergibt außerdem noch folgendes:

Die Grundmasse ist teils trachytoid, teils nephelinitoid struiert, ersteres an den Phonolithen des Schildkrötenberges bei Aris und am Großen Spitzkopf, letzteres am Kleinen Spitzkopf und am Huguamis, doch finden sich beide Strukturen auch an ein und demselben Vorkommen östlich Gelkopf.

Porphyrische Einsprenglinge sind Sanidin und Nephelin in schön idiomorphen Kristallen, seltener Ägirin, der meistenteils in zierlichen Büscheln und eisblumenähnlichen Aggregaten das Gestein

durchzieht. Kleine Leucite mit zentralgehäuften Einschlüssen und randlichen Ägirinkränzen wurden nur in dem Phonolith des Schildkrötenberges bei Aris gefunden.

Ebensoselten ist Hauyn, er wurde in bläulich-graubestäubten Kristallen im Phonolithgang am Ostabhang des Liebensteins beobachtet.

Die Grundmasse besteht entweder aus fluidal struierten Sanidinleistchen oder aus fleckigem, übrigens vielfach zu Natrolithaggregaten umgewandelten Nephelin. Farbloses Glas führt die Grundmasse des Phonolithes des Huguamis.

Die Grundmasse kann ganz zurücktreten unter Herausbildung einer Intersertalstruktur (Großer Spitzkopf, Gipfel).

Von Interesse sind schließlich noch die Einschlüsse, welche von mir in den Phonolithen beobachtet wurden. Man kann exogene und endogene Einschlüsse unterscheiden. Die ersteren finden sich zahlreich in dem Austrittskanal am Großen Spitzkopf. Auch am Kleinen Spitzkopf und in den Phonolithen nordöstlich Gelkopf begegnet man exogenen Einschlüssen.

Es wurden beobachtet: Orthogneis, Muscovitquarzit, Magnetit und zahlreich ein rotbrauner Glimmer, die beiden letzteren umgeben von einem Ägirinsaum. Zu den endogenen Einschlüssen rechne ich eine Partie violetten Flußspates, welcher sich in dem Phonolith des Schildkrötenberges bei Aris fand, ebenfalls umgeben von einem Kranz von Ägirinsäulchen und einem dunklen, aus Plagioklas, Olivin und Titanaugit bestehenden, intersertal struierten Einschluß (Feldspatbasalt), welcher in dem Phonolith des Großen Spitzkopfes beobachtet wurde.

Aus der petrographischen Beschreibung unserer Phonolithe geht hervor, daß dieselben zu den eigentlichen Phonolithen gehören.

Basalt.

Vertreter dieser Gesteinsgruppe wurden anstehend an einem kleinen Hügel ca. 2 km südlich Niais und als Flußschotter in den Bergen auf Farm Lichtenstein beobachtet. Das dunkle, dichte Gestein enthält an dem letzteren Fundpunkt große zersetzte Olivin-Einsprenglinge, sowie Blätter eines braunen Glimmers, an dem Gestein bei Niais dagegen nur wenige Pyroxen-Olivineinsprenglinge. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß beide Vorkommnisse demselben Basalttypus angehören, nämlich dem der Limburgite. Als Einsprenglinge beobachtet man idiomorphen Titanaugit, häufig mit einem Kern von Ägirinaugit, ferner Olivin, größtenteils umgewandelt in Serpentin und Talk. Magmatisch gerundeten Biotit und Quarz, mit Kränzen von Augit-Mikrolithen umgeben, scheinen zu den exogenen Einschlüssen zu gehören. Bemerkenswert ist in dem Limburgit der Farm Lichtenstein die

Ausscheidung von zentimetergroßen Sanidinknäueln, um welche herum langleistenförmige Plagioklase ausgeschieden sind. In der Grundmasse tritt neben Pyroxen, Biotit (Lichtenstein) und Eisenerz das farblose isotrope Glas sehr zurück.

Eine sehr interessante Frage ist die nach dem geologischen Alter der beschriebenen Ergußgesteine.

Der Nachweis paläozoischer Phonolithe in Minas Geraës durch Derby und in den Carltonhills durch Hatch hat die grundsätzliche Zuteilung dieser Ergußgesteine ins Känozoikum in Zweifel gestellt.

Die hier beschriebenen Trachyte, Phonolithe und Basalte treten durchweg innerhalb der Primärformation auf. Es ist schon zweifelhaft, ob die Ergüsse jünger sind als die Phyllitformation, welche etwa unserem Cambrium oder Silur entspricht. Das geologische Profil am Liebenstein bei Krumhuk[1] unterstützt die Annahme eines jüngeren Alters jedenfalls nicht. Am ehesten dürfte ein genaues Studium der Auasberge über die Beziehungen der beschriebenen Ergußgesteine zu der Phyllitformation einige Klarheit bringen. In den Konglomeratbänken der Namaformation, welche etwa unserem Devon entspricht, sind Gerölle von Phonolith usw. von mir nicht beobachtet worden, doch sind einerseits diese Konglomeratbänke von mir daraufhin zu wenig untersucht worden, andererseits verläuft die Abrasionsgrenze immerhin ca. 150 km von dem südlichsten Phonolithvorkommen bei Duruchaus entfernt, so daß das Vorkommen von Geröllen dieser Gesteine daselbst nicht gerade zu erwarten ist.

So muß diese für die Geologie des Bastardlandes ganz besonders interessante Frage heute noch unbeantwortet bleiben, doch bietet der Nachweis von typischen Gesteinen der Alkalireihe in dem sonst nur ausgesprochen Alkalikalkgesteine beherbergenden Bastardlande des Interesses genug.

Zur Frage nach der Ursache der ostbaltischen Erdbeben.

Von **B. Doss.**

In einem kurzen Artikel, betitelt „Sur les tremblements de terre des provinces baltiques de la Russie (Esthonie, Livonie et Courlande“[2]) hat Herr F. de Montessus de Ballore Stellung zu der Frage nach der Ursache der ostbaltischen Beben genommen und ist auf Grund nachstehender Erwägungen zu dem Resultate gelangt, daß es sich bei ihnen nicht um Einsturzbeben, wie

[1] Vergl. Geologie des Bastardlandes.

[2] Compt. rend. 1912. p. 1200—1201.

ich in meinen diesbezüglichen Arbeiten[1] dargelegt habe, handeln könne[2]; denn

1. sei, obgleich zwar die Provinzen in ihren Kalk-, Dolomit- und Gipsgebieten infolge des Auftretens wenn auch nicht wirklicher Dolinen („véritables dolines“) so doch zahlreicher Erdfälle („bétoires“) eine unzweideutige Karsttopographie aufweisen, kein Fall bekannt von einem auch nur angenäherten Zusammentreffen zwischen einem der baltischen Beben und einem unterirdischen Höhlenverbruch; vielmehr hätten sich die Erdfälle immer nur sehr langsam gebildet und sei daher meine Erklärung der Ursache dieser Beben nicht durch direkte Beobachtung bekräftigt;

2. widerspreche auch die Verteilung der seismischen Herde in den drei Provinzen meiner Hypothese; denn sie müßten sich auf diejenigen Schichten verteilen, die der Lösung durch unterirdische Gewässer am meisten ausgesetzt sind, nämlich „die Dolomite oder Gipse“, während sich die Herde ausschließlich an der Grenze einerseits der cambrischen Sand-(und Ton-)komplexe und der untersilurischen Kalke, anderseits über den mitteldevonischen Dolomiten und Gipsen sich fänden, d. h. sie fänden sich beziehungsweise und in ungefähr gleichen Zahlenverhältnissen ebensowohl über einer für die Erzeugung von Karstphänomenen ungünstigen, als auch über einer hierfür günstigen Region. Aus diesem neuen Grunde sei meine Hypothese ad acta zu legen („écartée“).

Auf diese beiden Einwände habe ich folgendes zu erwidern (bei den Literaturhinweisen wird, wenn sich solche auf meine in der Anmerkung genannten Arbeiten beziehen, kurz deren Nummer vermerkt werden).

Ad 1. Zunächst sei betont, daß zwischen den lediglich einen morphologischen Begriff darstellenden Bezeichnungsweisen „Erd-

[1] Als solche kommen in Betracht: I. Übersicht und Natur der in den Ostseeprovinzen vorgekommenen Erdbeben (Korrespondenzbl. Naturf.-Ver. Riga. **40.** 1898. p. 147—162); II. Über ein unbeachtet gebliebenes Erdbeben in Estland (ebenda. **48.** 1905. p. 121—138); III. Über die im Jahre 1783 bei Schlock in Livland erfolgte Bildung einer Einsturzdoline (ebenda. **51**. 1908. p. 61—72); IV. Die historisch beglaubigten Einsturzbeben und seismisch-akustischen Phänomene der russischen Ostseeprovinzen (Gerlands Beitr. z. Geophysik. **10.** 1909. p. 1—124); V. Die Erdstöße in den Ostseeprovinzen im Dezember 1908 und Anfang 1909 (Korrespondenzbl. Naturf.-Ver. Riga. **53.** 1910. p. 73—108); VI. Über einige bisher unbekannt gebliebene ältere Erdbeben in den Ostseeprovinzen (ebenda. **54.** 1911. p. 1—11). No. V und VI finden sich gekürzt auch in Gerl. Beitr. z. Geophysik. **11.** 1911. p. 37—47. VII. Seismische Ereignisse in den Ostseeprovinzen vom Juni 1910 bis Ende 1912 (Compt. rend. d. séances d. l. comm. sism. perm. **6.** St.-Pétersbourg 1913. p. 25—32).

[2] In seinem Werke „Les tremblements de terre. Géographie séismologique“ Paris 1906. p. 105, hat de Montessus meiner Ansicht noch beigepflichtet.

fälle“ (oder Erdtrichter) und „Dolinen“ kein Unterschied besteht. Es darf daher nicht behauptet werden, daß „echte Dolinen“ im Ostbalticum unbekannt wären. Wie die Dimensionen der Karstdolinen zwischen weiten Grenzen schwanken, so auch die Erdfälle des Ostbalticums, und viele der letzteren lassen sich getrost den größeren Dolinen des Karstes an die Seite stellen, wobei hier wie dort ganz fraglos neben subaerisch gebildeten Dolinen auch Einsturzdolinen vorkommen. So hat beispielsweise die im Frühjahr 1783 durch plötzlichen Einbruch gebildete Doline bei Schlock in Livland bei einem oberen Durchmesser von ca. 75 m eine Tiefe von 45 m erreicht (cf. III und IV, p. 20 und 65); so besitzt ferner die in der älteren Literatur als „Explosionskrater“ eine Rolle spielende Doline bei Sall auf der Insel Oesel bei einem oberen Durchmesser von ca. 95 m und einem unteren Durchmesser von ca. 50 m eine Tiefe von 15 m[1]. Nahe der kurländischen Grenze gibt es in dem mit Erdfällen übersäten Gebiet zwischen Kirkily und Kirdany (Gouvernement Kowno) solche bis ca. 60 m Tiefe und berichtet schon J. Ferber im Jahre 1784, daß manche dieser Trichter unter den Augen der Bewohner entstanden, „mit größern Geräusch, nicht ohne Gefahr der auf den Feldern erbauten Scheunen und Häuser, welche darinn einstürzen“ (cf. IV, p. 54[2]). Unter den zahlreichen Höhlenbächen in Estland und auf Oesel sind verschiedene zu erwähnen, deren unterirdischer Lauf durch zahlreiche Erdfälle an der Oberfläche angezeigt wird (cf. IV, p. 60—64) und wo sich von Zeit zu Zeit immer wieder neue Mulden und Trichter plötzlich bilden. In all diesen Fällen, die nur Beispiele darstellen sollen, haben wir es natürlich mit Einsturzdolinen[3] zu tun, so daß zunächst der Ausspruch de Montessus', daß sich die ostbaltischen

[1] J. v. Luce, Wahrheit und Muthmaßung, Beytrag zur ältesten Geschichte der Insel Oesel. Pernau 1827. p. 20.

[2] Interessante Angaben über die plötzliche Bildung dieser Gipstrichter machte E. Schmidt in der „Rigaschen Rundschau“ 1898, No. 179 („Die Erdstürze bei Birsen“).

[3] Erdfälle kommen in Liv- und Kurland auch im Bereiche der lockeren, höhlenreichen devonischen Sandsteine vor, worauf bereits in IV, p. 57 hingewiesen worden ist. Ein neuerlicher Fall dieser Art hat sich am 7. (20.) Mai 1908 über der „Teufelshöhle“ bei Torgel, nordöstlich Pernau, zugetragen. Über einer Stelle der Höhle, die hier 18 Fuß Höhe mißt, war ein Arbeiter mit Eggen beschäftigt, als sich plötzlich unter den Pferden eine Öffnung von ca. 10 Fuß Durchmesser bildete. Die Felsschicht war an der betreffenden Stelle nur 10 cm dick und trug noch 7 Fuß Erde („Düna-Zeitung“, Riga 1908, No. 115). — Beim Einsturz der „Gotenhöhle“ beim Gute Heimthal im Kreise Fellin haben sich zwei Erdtrichter von 15—18 Fuß Durchmesser und 8—10 Fuß Tiefe gebildet, die anfangs mit der Höhle in Verbindung standen, später aber durch Nachsturz von oben diese Verbindung einbüßten (F. v. Sievers in den Jahresber. d. Felliner literar. Ges. 1907—08, p. XVII).

Erdfälle immer nur sehr langsam gebildet hätten („l'observation prouve que ces bétoires se sont toujours formés très lentement") zu berichtigen wäre.

Aber hiervon ganz abgesehen, dürfte selbst für den Fall, daß plötzlich gebildete Dolinen, also Einsturzdolinen, hierzulande noch nicht zur Beobachtung gelangt wären, nicht der Schluß gezogen werden, daß unterirdische Höhlenverstürze mit einhergehenden Erschütterungen ausgeschlossen seien. Denn es ist selbstverständlich durchaus nicht nötig, daß Höhlenverbrüche sich immer durch die Bildung von Erdtrichtern an der Oberfläche kenntlich machen. Ob solches geschieht oder nicht, hängt ganz von den lokalen Bedingungen ab (Tiefenlage der Höhle, Ausdehnung des Verbruchs in der Horizontalen und Vertikalen, Natur der Dachschichten bis zur Erdoberfläche etc.). So sind z. B. die ganz lokalen, zuweilen schwarmartig innerhalb eines eng beschränkten Teiles des Stadtbereiches von Riga auftretenden Beben, die sich da ereignen, wo im Untergrunde Lager von Gips und Gipsgesteinen (Gipsdolomit, Gipsmergel, Gipston) entwickelt sind und die ganz fraglos auf Höhlenverbrüche innerhalb dieser Schichtenkomplexe, auf keinen Fall dagegen auf tektonische Verschiebungen zurückzuführen sind, noch nie von der Bildung von Erdfällen begleitet gewesen; wohl aber haben sich öfters mehrere Zentimeter weit klaffende Spalten an der Erdoberfläche aufgetan (cf. IV, p. 37, 41 ff., 88; V, p. 79). Daß übrigens wasserführende Spaltenhöhlen im Untergrunde Rigas durch Bohrungen direkt nachgewiesen worden sind, dafür finden sich in IV, p. 73 Belege, die durch neuerdings bekannt gewordene Fälle vermehrt werden können.

Wenn somit auch bei keinem der bisherigen baltischen Beben eine gleichzeitige Entstehung einer Doline im Epizentralgebiet beobachtet worden (oder darüber nichts berichtet worden ist), so darf aus diesem Umstande auf keinen Fall der Schluß gezogen werden, daß jene Beben nun nicht unter die Einsturzbeben rangieren; denn andernfalls dürfte man mit gleichem Rechte auch die zahlreichen, aus guten Gründen als tektonisch angesehenen Beben anderer Gebiete, wenn sie oberflächlich von keinen Verwerfungen begleitet gewesen, nicht dieser Kategorie zuzählen dürfen.

Der in seinem ersten Einwand sich aussprechende skeptische Standpunkt de Montessus' gegenüber den ostbaltischen Beben als Einsturzbeben offenbart sich übrigens nicht als jenen allein, sondern als den Einsturzbeben ganz allgemein geltend. Es erhellt dies aus folgender Stelle seines Artikels: „L'explication invoquée" (d. h. meine Erklärung der baltischen Beben) „n'est donc point corroborée par l'observation directe. On notera d'ailleurs que la théorie des tremblements de terre par écroulements souterrains, pour fréquemment soutenue qu'elle soit, n'a jamais été basée

sur des faits précis et se réduit jusqu'à présent à de simples possibilités". (Sperrdruck von mir.)

Demgegenüber möchte ich, abgesehen von den im Kapitel „Einsturzbeben" der Erdbebenkunde von R. Hoernes (p. 291 und 292) mitgeteilten Belegen [1], besonders auf folgende Beispiele verweisen, in denen die Bildung einer Einsturzdoline mit gleichzeitig erfolgtem Erdbeben, also ein Einsturzbeben „auf frischer Tat" zur Beobachtung gelangte. So berichtet K. Sapper [2] von einem Falle bei Piedras Negras im Karstgebiete des mexikanischen Staates Tabasco, wo im Mai 1892 ein ansehnlicher Erdtrichter sich unter Erdbeben und heftigem Getöse gebildet hat. Der gleiche Forscher hat ferner während seines zwölfjährigen Aufenthalts in einem mittelamerikanischen Karstgebiet nicht nur zahlreiche, mit starken unterirdischen Geräuschen verbundene Erdbeben von geringer bis mäßiger Stärke selbst beobachtet, sondern „es haben sich während dieser Zeit in dem Gebiete auch zwei mit Beben verknüpfte Einstürze ereignet, die zur Evidenz beweisen, daß hier wenigstens Einsturz und Dolinenbildung miteinander eng verknüpft sein können" [3]. F. Katzer [4] war vom Zufall so begünstigt, vor seinen Augen eine nahezu vertikalwandige Bodensenkungsdoline in der Karstwanne von Lužci Palanka in Bosnien mit einem Ruck entstehen zu sehen (seine Begleiter behaupteten, die gleiche Erscheinung schon öfters beobachtet zu haben). Sie war freilich nur von geringer Vertikalerstreckung — 40 cm bei ca. 2 m Durchmesser —, weshalb auch die begleitenden Geräusche nur von geringer Intensität gewesen. Selbstverständlich liegt es aber außerordentlich nahe, von diesem Falle auf die Möglichkeit analoger Vorgänge von größerer Ausdehnung zu schließen, wobei dann auch stärkere Erschütterungen nicht ausbleiben können [5].

Ad 2. Was de Montessus in seinem zweiten Einwand gegen die Einsturztheorie der ostbaltischen Beben anführt, stimmt durchaus nicht mit den tatsächlichen Verhältnissen überein. Wie aus der zu meiner Abhandlung IV beigefügten „Geologisch-seismischen Karte der Ostseeprovinzen" hervorgeht, haben sich in

---

[1] Man vergleiche auch die Bemerkungen W. v. Knebel's in seiner „Höhlenkunde", Braunschweig 1906, p. 148, sowie die Angaben K. Hassert's in „Beiträge zur physischen Geographie von Montenegro" (Petermann's Mitteil. Erg.-Bd. 25. 1896. p. 87 ff.).

[2] Über Erderschütterungen in der Alta Verapaz (Guatemala) (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **46**. 1894. p. 835).

[3] Erdbeben und Erdoberfläche (Geogr. Zeitschr. **15**. 1909. p. 75).

[4] Bemerkungen zum Karstphänomen (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **57**. 1905. Monatsber. p. -234-).

[5] Verwiesen sei auch auf den am 14. April 1913 bei Hopsten in Westfalen durch Einsturz entstandenen imposanten Erdfall (Th. Wegner in Naturw. Wochenschr. 1913. p. 332).

Estland nur 3 Beben (bezw. seismisch-akustische Phänomene) ereignet, deren Epizentren, wenn sie auch noch innerhalb des Bereiches der untersilurischen Kalksteinkomplexe fielen, so doch immerhin der weiter nördlich ausstreichenden Zone der obercambrischen Sande und Sandsteine nahelagen. Es sind dies 1. die seismischen Schallphänomene vom Jahre 1853, die sich zu gleichen Morgenstunden an verschiedenen Orten bemerkbar gemacht haben (über die Gründe, warum auf der Karte hypothetisch drei getrennte Verbreitungsdistrikte eingetragen worden sind, vergleiche man IV, p. 35 und 83); 2. der Erdstoß von Reval (1869) und 3. das Beben von Narwa (1881).

Die beiden anderen estländischen Beben in Insular-Wiek und West-Harrien mit Einschluß der Inseln Worms und Dagö (1827 und 1877) kommen hier schon nicht mehr in Frage, da ihre Epizentren weit südlicher gelegen (30—45 km südlich des mutmaßlichen Ausstreichens der obercambrischen Schichten auf dem Meeresboden nördlich der Insel Odinsholm) und weil die nördliche Grenze ihrer Erschütterungsflächen kaum noch an die zutage tretende cambrische Zone heranreicht. Noch viel weniger ist ein Gleiches der Fall mit dem „Pernauer“ Beben vom Jahre 1670.

Dem stehen mit Epizentren innerhalb des Devongebietes von Liv- und Kurland gegenüber: Kuikatz, 3 Beben von Riga (die Bebenschwärme hier nur als je ein Beben gerechnet), Schlock, Mitau, Semgallen, Kokenhusen (Schwarm), Saußen, Irben, Windau und der fragliche Erdstoß in Oberkurland. Sehen wir von letzterem nicht völlig verbürgten Erdstoß ab, desgleichen von den mit der Bildung der Schlocker Einsturzdoline verbundenen Schütterungen (wegen der hier vorliegenden ganz exzeptionellen Verhältnisse vergleiche III und IV, p. 20 und 65 ff), so stehen den 3 Beben (und seismisch-akustischen Erscheinungen), deren Epizentren dem Ausstreichen der obercambrischen sandigen Schichten nahegelegen, 13 Beben gegenüber, bei denen solches nicht der Fall gewesen. Bei zweien der letzteren liegen die Epizentren sehr nahe der Grenze der ober- und untersilurischen Carbonatgesteine, bei einem innerhalb der obersilurischen Schichten, bei dreien innerhalb der devonischen Sandsteine mit untergelagerten silurischen Carbonatgesteinen und bei sieben im Bereiche der devonischen Dolomit- und Gipsgesteine.

Bestätigt nun schon diese Gruppenzusammenstellung keineswegs die von de Montessus ausgesprochene Meinung, daß die Herde der ostbaltischen Beben in ungefähr gleichen Zahlenverhältnissen ebensowohl über einem für die Erzeugung von Karstphänomenen ungünstigem als auch über einem hierfür günstigen Untergrund sich fänden, so wird das obige Verhältnis von 3 : 13 noch weiter zuungunsten der de Montessus'schen Annahme verschoben, wenn wir die seit der Drucklegung meiner Abhandlung IV (1909) im Ostbalticum eingetretenen Erdbeben sowie

einige frühere, bis dahin der wissenschaftlichen Welt unbekannt gebliebene Erdstöße (Literatur hierzu in V, VI und VII) gleichfalls noch mit in Rechnung ziehen. Es sind dies die Erdstöße von Karusen (Herbst 1844), von Reval (Winter 1868/69 [?]), von Ascheraden (2. I. 1876), zwei Erdstöße in Riga (21. [oder 22.] I. 1907 und Dezember 1907), der Erdbebenschwarm vom 28. bis 31. Dezember 1908 in Riga, die Beben von Modohn (2 Stöße am 29. XII. 1908) und von Dünaburg nebst Umgebung (29. XII. 1908), die Erdstöße von Libau (29. I. 1909) und endlich die beiden letzten Rigaer Erdstöße (21. V. 1910 und 22. I. 1912). Mit Ausnahme des Karusener Erdstoßes, dessen Epizentrum im Obersilur gelegen, und des Revaler Erdstoßes, dessen Epizentrum wohl noch ins Untersilur fällt, aber dem Cambrium doch benachbart ist, haben sich alle übrigen der angeführten Beben im devonischen Dolomit-Gips-Gebiete ereignet.

Das obige Verhältnis von 3 : 13 verschiebt sich demnach zu 4 : 23, gewiß keine „ungefähre Gleichheit“.

Ich würde meinerseits eine solche Gruppierung, wie sie eben vorgenommen worden, gar nicht ausgeführt haben, wenn ich nicht durch die Einwendung de Montessus’ dazu veranlaßt worden wäre; denn für mich unterliegt es keinem Zweifel, daß auch jene vier, der Grenze zwischen Silur und Cambrium nahegelegenen Beben unter die Einsturzbeben rangieren, da in allen Fällen im Bereiche deren Epizentren die untersilurischen Kalksteine, wenn diese hier auch nur von geringer Mächtigkeit sind, doch einen hohen Grad von Verkarstung aufweisen (vergl. meine Bemerkungen in IV, p. 81, 91, 96 über den unterirdischen Lauf des Jegelechtschen Baches, Höhleneinbrüche, Einsturztrichter etc. in den betreffenden Gebieten), wobei auch noch auf die Möglichkeit der Ausspülung der unter den Kalken lagernden lockeren Glaukonitsande, des leicht aufblätternden Dictyonemaschiefers (Schieferton) und der folgenden lockeren Ungulitensande hingewiesen sei (cf. IV, p. 96).

Nach alledem muß auch der zweite Einwand de Montessus’ als den Tatsachen nicht entsprechend charakterisiert werden.

Herr de Montessus meint nun am Schlusse seines Artikels, daß „das einzige Faktum, das vielleicht auf die Spur der Theorie der in Frage stehenden Beben führen könnte, der bemerkenswerte Parallelismus sei, der zwischen den aufeinanderfolgenden Zonen des Urgebirges, zwischen den namhaft gemachten seismischen Herdlinien“ (gemeint sind die Herde an der Grenze des Untersilurs und Cambriums und die Herde im devonischen Dolomit-Gips-Gebiet) „und zwischen den beiden geographischen Hauptzügen des Gebietes, nämlich der Küsten des Finnischen Meerbusens und des Unterlaufes der Düna, existiert. Diese Übereinstimmung der Richtung wird nicht zufällig sein können und muß irgend einer tiefen Ursache

zugeschrieben werden, die seit langem wirksam und zweifellos nicht unbeteiligt ist bei der Erzeugung der gegenwärtigen Erdbeben. Das ist alles, was man im Augenblick über diese letzteren Phänomene und mit gewisser Reserve beibringen kann".

Auch gegen diesen Versuch, das Wesen der ostbaltischen Beben mit der Tektonik des Landes in ursächliche Verbindung bringen zu wollen — anders verstehe ich die zitierten Sätze de Montessus' nicht —, muß ich entschieden Stellung nehmen. Das einzige Gebiet des Ostbalticums, wo Verwerfungen, wenn auch nicht direkt nachgewiesen worden, so doch mit gutem Rechte angenommen werden können und schon von verschiedenen Forschern vorausgesetzt worden sind, ist das des Finnischen Meerbusens. Gewisse Tatsachen[1] weisen darauf hin, daß eine oder mehrere Verwerfungen nördlich der estländischen Küste, ungefähr parallel zu ihr, verlaufen. Der teils an der Küste sich hinziehende, teils in das Innere des Landes zurücktretende Steilabfall — der Glint — hat in seinem heutigen Verlaufe mit diesem tektonischen Zuge selbst nichts zu tun. Als ursprünglicher Steilrand jener Verwerfung ist er im Laufe der Zeiten unter der Wirkung verschiedener mechanischer Zerstörungsfaktoren weit nach Süden verdrängt worden. Sollten nun gegenwärtig noch Spannungen bestehen, die in jener Verwerfungszone zum Ausgleich streben und Beben veranlassen, so müßte man diese selbst im Finnischen Meerbusen erwarten. Von solchen ist aber in diesem stark befahrenen Gewässer bisher nichts bekannt geworden. Die Zentren der nordestländischen Beben liegen dagegen ausnahmslos auf dem Festlande, wo, wie durch die jahrzehntelangen Untersuchungen F. Schmidt's wohl fraglos sichergestellt ist, Verwerfungen nirgends angetroffen werden.

Wenn wir dann weiterhin auch ganz davon absehen, daß der behauptete Parallelismus zwischen der Küste des Finnischen Meerbusens und dem Unterlaufe der Düna tatsächlich gar nicht existiert — denn beide Linien schneiden sich unter ca. 45° und es könnte daher mit demselben Rechte ausgesprochen werden, daß sie senkrecht aufeinander stehen —, so muß hier vor allem noch zweierlei betont werden. Erstens lassen die liv-kurländischen Beben gar keine lineare Anordnung erkennen (de Montessus spricht von „Herdlinien"). Um sie zwangsweise wenigstens in eine gewisse Zone unterzubringen, müßte man zunächst von den weit außerhalb fallenden Beben von Kuikatz, Modohn und Libau ganz absehen und würde dann für die übrigen Beben einen Streifen von ca. 100 km Breite und ca. 350 km Länge erhalten, auf dem sie sich unregelmäßig verteilen. Das hätte weiter keinen Wert als den einer

[1] Näheres bei B. Doss: Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel (dies. Centralbl. 1913, p. 608 ff).

willkürlichen Konstruktion[1]. Zweitens stellt der Unterlauf der Düna keine tektonische Linie dar. Teilweise fließt dieser Strom in einem diluvialen Urstromtal mit beiderseitiger Terrassenbildung, teils durchbricht er in einem ausgeprägten postglazialen Cañon, und zwar u. a. gerade im Bereiche des charakteristischen Kokenhusener Einsturzbebenschwarmes, schwach aufgefaltete Devonschichten. Überall zeigen die devonischen Aufschlüsse zur Linken und Rechten des Stromes eine vollkommene Korrespondenz, nirgends ist eine Verwerfung nachweisbar. „Tiefliegende Ursachen" bedingen daher nicht den Lauf der Düna[2].

So kann ich denn weder den Einwendungen Herrn de Montessus' gegen die Natur der ostbaltischen Beben als Einsturzbeben eine Berechtigung zuerkennen, noch ihm auf seinem Wege, eine andere Erklärung ausfindig machen zu wollen, folgen.

Im Hinblick darauf, daß das Grundgebirge des Ostbalticums, soweit das Festland in Frage kommt, nur in sehr geringfügigem Maße von tektonischen Störungen und dies nur in Form schwacher Faltungen betroffen worden ist und daß keine Anzeichen von in den letzten Jahrhunderten erfolgten säkularen Niveauverschiebungen vorliegen, kann für die ostbaltische Platte eine Prädisposition für tektonische Seismizität nicht vorausgesetzt werden. Im Gegensatz hierzu bieten große Teile dieses Gebietes mit ihrem Untergrunde aus Carbonat- und Gipsgesteinen alle Voraussetzungen für die Herausbildung von Karsterscheinungen und die Entstehung von Einsturzbeben. Damit stimmt überein, daß die Erschütterungsflächen der beobachteten Beben nie von großer Ausdehnung gewesen sind; es handelte sich meist um ganz lokale Phänomene, indem die Stöße, trotz der starken Erschütterungen, oft nur wenig über den Bereich eines Ortes hinaus, ja in manchen Fällen (wie beispielsweise in Riga und Reval) nur innerhalb eines beschränkten Stadtgebietes sich fühlbar machten, was nur durch eine geringe Tiefenlage des Herdes erklärt werden kann[3]. Damit stimmt ferner überein die

---

[1] Und selbst wenn eine lineare Anordnung der Bebenherde im livkurländischen Dolomitgebiet konstatiert werden könnte, so brauchte daraus noch immer nicht der Schluß einer tektonischen Linie gezogen zu werden; denn die in den Dolomiten eingeschalteten Gipslager scharen sich öfters zu linearen Zügen. So sind beispielsweise auch im Gouvernement Perm die zahlreichen Gipstrichter in Linien senkrecht zum Ural angeordnet.

[2] Auch da, wo die Düna im alten Urstromtal fließt, liegen keine Beobachtungen vor, die auf Grabenversenkungen hinweisen würden, wie solche für einige norddeutsche Urstromtäler hypothetisch angenommen worden sind (vergl. F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. p. 228).

[3] Vervollständigen wir die in IV, p. 100 gegebene Zusammenstellung der ostbaltischen Beben nach Forel's seismischen Klassen durch die später

Natur der die Beben begleitenden Schallphänomene in der Art kanonenschußähnlicher Detonationen, die sich öfters weit intensiver gestalteten als die Schütterungen selbst oder die auch nur für sich allein zur Wahrnehmung gelangten (cf. die zusammenfassenden Daten in IV, p. 104 und V, p. 105), wie solches bekanntlich auch für den Karst nichts Seltenes ist[1]. Damit stimmt endlich auch überein die Verteilung der Epizentren der ostbaltischen Beben und seismisch-akustischen Phänomene in bezug auf die petrographischen Provinzen; denn es ergibt sich, daß 8 Epizentren sich über silurische Carbonatgesteine, 17 über devonische Carbonat- und Gipsgesteine und 3 über devonische Sandsteine (mit liegenden silurischen, teilweise [oder überall?] auch devonischen Carbonatgesteinen) verteilen[2]. Alle diese Gesteine sind stark wasserführend, was durch zahlreiche artesische Bohrungen nachgewiesen worden ist.

Nicht von einem festgelegten Standpunkt aus soll man die Erforschung der Ursachen der Beben eines bestimmten Gebietes versuchen, sondern man hat die beobachteten Tatsachen mit dem geologischen Bau des Gebietes in Verbindung zu bringen. Von letzterem Bestreben habe ich mich bei all meinen seismischen, die Ostseeprovinzen betreffenden Arbeiten leiten lassen. Wie nun einerseits E. Hennig[3] und vor ihm A. Stübel, G. Gerland u. a., besonders aber auch W. Branca[4], sich mit dem Vorgehen mancher Seismologen, den vulkanischen Faktor bei der Erklärung seismischer Phänomene mehr und mehr auszuschalten, nicht einverstanden erklären können, so muß anderseits ich mit K. Sapper[5] betonen, daß in den jüngst erschienenen Handbüchern der Erdbebenkunde (de Montessus, Hobbs) die Einsturzbeben entschieden unterschätzt worden und zu kurz gekommen sind. Wohl mag es in den im Bereiche von Falten- oder Bruchgebirgen liegenden Kalk- und Dolomitregionen oft schwer, manchmal wohl auch unmöglich sein, zu entscheiden, ob ein daselbst beobachtetes Beben zu den tektonischen oder Einsturzbeben zu

bekannt gewordenen Beben, wobei wir die zahlreichen, ausschließlich in die 1. Klasse fallenden Einzelstöße bei den Schwärmen nur als je ein Beben in Rechnung ziehen, so ergibt sich: 1. Klasse (Durchmesser des Erschütterungsgebietes unter 5 km): 18 Beben; 2. Klasse (Durchmesser 5—50 km): 6 Beben; 3 Klasse (Durchmesser 50—150 km, in den vorliegenden Fällen maximal bis ca. 80 km): 4 Beben.

[1] Vergl. R. Hoernes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893. p. 291.

[2] Erdbebenschwärme sind hierbei als nur je ein Beben in Rechnung gebracht.

[3] Erdbebenkunde. Leipzig 1909. p. 68.

[4] Wirkungen und Ursachen der Erdbeben (Universitätsprogramm, Berlin 1902) Siehe auch die späteren Abhandlungen in Sitzber. preuß. Akad. Wiss 38 1912. p 726 u. 852; Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913. Monatsber. p -251-.

[5] l. c. (Geogr. Zeitschr.) p. 66.

rechnen ist, zumal eine exakte Grenze zwischen beiden zu ziehen im gestörten Gebirge nicht immer möglich sein wird — in den Ostseeprovinzen wie auch in anderen Teilen der großen russischen Platte fällt jedoch dieser erschwerende Umstand weg!

F. FRECH [1] sucht die Tatsache, daß der russischen Platte — vom tektonischen Standpunkt aus gerechnet — eine verhältnismäßig zu hohe Seismizität zukommt (8,6 % gegenüber 0,4 % in den vor- oder altpaläozoischen Gebirgen), dadurch zu erklären, daß sie „den Einwirkungen der seismischen, aus jungen Gebirgen stammenden Stöße in breiter Fläche ausgesetzt ist“. Hat nun W. v. LOZINSKI [2] schon dargelegt, daß diese Annahme für den südwestlichen Teil jener Platte (Ostgalizien) nicht zutrifft, daß vielmehr die seismischen Erregungen der russischen Platte von eigenen Herden ausgehen und am ostgalizisch-bukowinischen Rande der stabilen Ostkarpathen vollständig austönen, so möchte anderseits ich den auffallenden peneseismischen Zustand der russischen Platte zu einem gewissen Teile auf Rechnung von Einsturzbeben innerhalb der ungeheuren Flächen von Carbonat-(und Gips-)gesteinen verschiedener Formationen gesetzt wissen. Und wenn endlich v. LOZINSKI [3] nachgewiesen hat, daß der MONTESSUS'sche Satz, daß die Seismizität von dem jugendlichen Alter der Faltungen abhängt, für die Karpathen keine Bestätigung, vielmehr eine bemerkenswerte Umkehrung erfährt und daß die statistisch-kartographische Methode DE MONTESSUS' in Einzelfällen doch die größte Vorsicht gebiete, so kann für einen solchen Einzelfall auch gerade das Ostbalticum, dessen fundamentaler tektonischer Charakterzug — allgemeines, sehr flaches Einfallen der altpaläozoischen Schichten gegen Süden — schon zur Devonzeit herausgebildet worden, als typisches Beispiel herangezogen werden.

Riga, Technische Hochschule, Oktober 1913.

---

[1] Erdbeben und Gebirgsbau (PETERM. Mitt. **53**. 1907, p. 257).

[2] Das seismische Verhalten der Karpathen und ihres Vorlandes (GERLANDS Beitr. z. Geophysik **12**. 1912, p. 22).

[3] l. c. p. 25.

Bemerkungen zu den älteren Berichten über Saurierfährten im Wealdensandstein und Behandlung einer neuen, aus 5 Fußabdrücken bestehenden Spur.

Von Prof. **M. Ballerstedt.**

Mit 4 Textfiguren.

Daß Dollo's Abhandlung[1] „Les allures des Iguanodons, d'après les empreintes des pieds et de la queue" maßgebend für die Beurteilung der Saurierfährten aus dem Wealden wurde, war nach Dollo's Stellung nicht anders zu erwarten. Tatsächlich schließt sich Dr. E. Stechow[2], der jüngste Berichterstatter über *Iguanodon*-Fährten, eng an Dollo an.

Dollo's Herleitung über die Gestaltung der Lauf-, Gang- und Sitzfährte scheint, der sonstigen kurzen und übersichtlichen Schreibweise Dollo's entsprechend, so bestechend einfach und klar zu

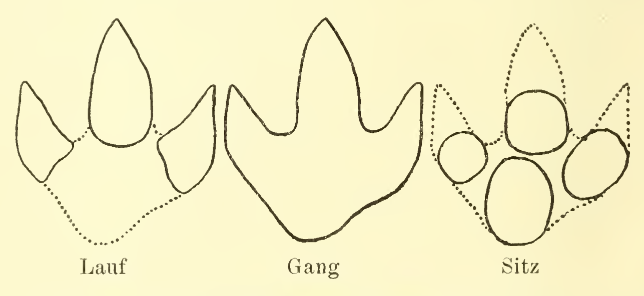


Fig. 1. Fußabdrücke des *Iguanodon*, grobzügig nach Dollo in $\frac{1}{16}$ nat. Gr. dargestellt.

sein, daß eine Kritik derselben nicht nur als recht gewagt, sondern leicht als sehr überflüssig erscheinen wird. Trotzdem glaube ich, daß eine Kritik erforderlich ist, zumal eine neue Reihe fortlaufender Fußabdrücke vorliegt, und Dollo selbst am Schluß seiner Abhandlung sagte: „Conclusion: il y a lieu de continuer à rechercher les Empreintes, et surtout les Séries d'Empreintes, car celles-ci particulièrement sont de nature à nous éclairer sur l'Ethologie de leurs auteurs."

In Fig. 1 ist mit Dollo's gütiger Erlaubnis eine Skizze seiner 3 typischen Fährtenarten wiedergegeben.

1. Für die Gangfährte, deren Gestalt für die 3 Fährtenarten eine vermittelnde Stellung einnimmt, ist es nach Dollo charakteristisch, daß außer dem distalen Ende der Mittel-

[1] Bulletin scientifique de la France et de la Belgique. 40. Septbr. 1905.
[2] E. Stechow, Neue Funde von *Iguanodon*-Fährten. Dies. Centralbl. 1909. No. 22. p. 700—705.

fußknochen alle 3 Zehen in voller Länge bis zur Krallenspitze abgedrückt sind. (Beckles'sche Fährten[1].)

2. Bei der Lauffährte sind nur die Zehen abgedrückt, und zwar so, daß die Klaue und das Klauenglied am tiefsten eingedrückt sind; der Ballenabdruck der Metaphalangen fehlt. (Tylor-sche Fährten[2].)

3. Bei der Sitzfährte ist wie bei der Gangfährte das distale Ende der Mittelfußknochen abgedrückt, außerdem aber nur die proximalen Teile der Zehen, so daß also der Abdruck der Zehenspitzen fehlt. Die Fährte setzt sich aus 4 annähernd kreisförmig oder breit elliptisch umgrenzten Abdrücken zusammen. Hinter den Fußabdrücken, die paarweise, nicht reihenweise gestellt sind, befindet sich ein langer

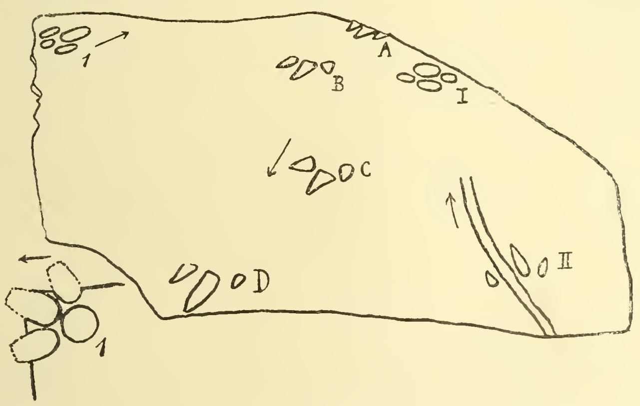


Fig. 2. *Iguanodon*-Fährten aus dem Wealden von Hastings: Laufspur (A, B, C, D) und vermeintliche Sitzfährte (I u. 1) mit Schwanzeindruck. Grobzügig nach Dollo. (Im Mittel $\frac{1}{60}$ nat. Gr.)

Eindruck des Schwanzes, der bei Skizze 1 nicht mitgezeichnet ist. (Dawson'sche Fährten.)

Die Skizze der Sitzfährte ist nach einer von Dawson schon 1889 an Dollo gesandten Photographie gezeichnet, ebenso wie die hier in Fig. 2 wiedergegebene Abbildung Dollo's, welche er zur Erläuterung der Lauf- und Sitzfährte mit Schwanzeindruck gab. Da Herr Dawson so liebenswürdig war, mir eine vorzügliche Kopie der seinerzeit an Dollo gesandten Photographie zukommen zu lassen, die in Fig. 4 wiedergegeben ist, so konnte für die Besprechung der Dollo'schen Ausführungen auch diese herangezogen werden.

[1] S. H. Beckles, On the *Ornithoidichnites* of the Wealden. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1854. **10**. p. 456.

[2] A. Tylor, On the Foot-print of an *Iguanodon*, lately found at Hastings. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1862. **18**. p. 247.

In Fig. 2 sind A, B, C, D vier aufeinander folgende Fußabdrücke einer ausgesprochenen Laufspur. Die Zeichnung wirkt insofern zunächst nicht günstig, als sie die Kopie einer Photographie ist, für welche die Aufnahmestellung ungünstig war. Die Aufnahme muß in geringer Entfernung, ca. 3 m, vor der Platte senkrecht vor Fährte C in sehr schräger Richtung zur Oberfläche der großen, etwa $4\frac{1}{2}$ m langen Steinplatte erfolgt sein. Die Folge davon ist, daß die 4 eine fortlaufende Spur bildenden Fußabdrücke A bis D in sehr verschiedener Größe und Entfernung voneinander in der Skizze erscheinen. Denkt man sich aber von dem angegebenen Standpunkt aus in die Zeichnung hinein, so gibt sie uns ein sehr gutes Bild einer Laufspur, deren einzelne Fußabdrücke mit der typischen Lauffährte Dollo's gut übereinstimmen, namentlich wenn wir noch berücksichtigen, daß beim Lauf die Zehen gestreckter und weniger auseinandergespreizt waren als beim Gang, was Dollo in der schematischen Zeichnung der Fig. 1 wohl absichtlich nicht berücksichtigt hat.

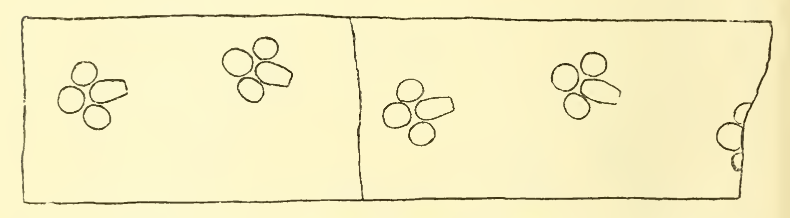


Fig. 3. *Iguanodon*-Fährte aus dem Wealdensandstein des Bückeberges bei Bückeburg. Gangspur. ($\frac{1}{54}$ nat. Gr.) (Original im Adolfinum in Bückeburg.)

Die Fig. 3 stellt eine auf dem Bückeberge bei Bückeburg vor einigen Jahren gewonnene Saurierspur dar in etwa $\frac{1}{54}$ der natürlichen Größe. Die $5\frac{1}{3}$ m langen Steinplatten habe ich an der Außenmauer des Adolfinums in Bückeburg einmauern lassen. Von den 5 aufeinander folgenden Fußabdrücken ist der vorderste nur in seinen hinteren Teilen erhalten. Es handelt sich hier um Hohleindrücke, ebenso wie bei Dawson's Fährte in Fig. 4 und wie bei der nach Dollo in Fig. 2 wiedergegebenen Zeichnung.

Daß uns hier in Fig. 3 eine ausgeprägte, fortlaufende Gangspur vorliegt, kann nicht einen Augenblick zweifelhaft sein. Von den 5 Fußabdrücken sind die beiden hinteren Abdrücke nicht ganz so tief eingedrückt wie die 3 vorderen. Die Stellung eines jeden einzelnen Fußes zur Gangrichtung ist eine sehr gleichmäßige, so daß rechter und linker Fuß sich in der Stellung sehr scharf kennzeichnen; die Schrittweite ist für die 5 Fußabdrücke fast genau gleichgroß, sie beträgt 1,12—1,18 m. Die auffällige Regelmäßigkeit beweist, daß die Bewegung des Tieres bei Erzeugung

der Spur eine sehr gleichförmige war. Darum ist die Spur besonders gut geeignet, über die Bewegungsart des Sauriers Aufschluß zu geben. Leider läßt sich die Größe der Fußabdrücke weniger gut bestimmen als bei Relieffährten, namentlich weil der Metaphalangeneindruck sich nach hinten so abflacht, daß sich seine hintere Grenze nicht recht feststellen läßt; auch das Fehlen eines Eindruckes der Klauenphalange erschwert die Bestimmung der Fußlänge. Die Länge und Breite des vorhandenen Eindruckes bestimmte ich auf 50 und 48 cm. Als Relieffährte würde der Fuß noch merklich größere Abmessungen aufweisen und es handelt sich hier also, wenn wir die Spur dem *Iguanodon* zurechnen, sicher um ein voll erwachsenes Tier.

Vergleichen wir nun die einzelnen Fußabdrücke dieser Spur mit den beiden Sitzspuren I und 1 der Fig. 2 und mit der typischen Sitz- und Gangspur Dollo's in Fig. 1, so müssen wir feststellen, daß der Unterschied zwischen der Dollo'schen Sitz- und Gangspur hier völlig verwischt ist. Der vorderste von den 5 Abdrücken der Fig. 3 kommt, weil er zu unvollständig ist, nicht mit in Frage, jeden der 4 anderen Abdrücke müssen wir aber nach Dollo's Feststellungen als eine Sitzspur ansehen, denn wenn auch die Mittelzehe durchgehends einen merklich längeren Eindruck erzeugt hat, als bei der typischen Sitzspur Dollo's, so ist doch bei keinem der 12 in Frage kommenden Zehenabdrücke das Krallenglied mit abgedrückt, und alle 4 voll erhaltenen Abdrücke gleichen der typischen Sitzspur Dollo's viel mehr als dessen Gangspur. Das tritt noch schärfer hervor, wenn wir in Fig. 1 bei der typischen Sitzspur Dollo's, wie es wohl der Wirklichkeit entspricht, vorn nach entgegengesetzter Richtung annehmen, als Dollo es tat, so daß Ballen und Mittelzehe dann ihre Rollen vertauschen.

Es muß also festgestellt werden, daß zunächst Dollo's Unterschied zwischen Gang- und Sitzspur nicht aufrecht erhalten werden kann.

Es liegt nun der Einwand nahe, daß die neue Spur in Fig. 3 nicht vom *Iguanodon* herrühre, während die Spuren Dollo's *Iguanodon*-Spuren seien. Das ist vorläufig nicht erwiesen, und ich glaube, daß der Nachweis der Zugehörigkeit zum *Iguanodon* für die eine wie für die andere Spurenart wohl gleich schwierig ist. Eines spricht dafür, daß die neue Spur dem *Iguanodon* angehört. Nach Owen's Skelettzeichnung des *Iguanodon*-Fußes [1] besitzen die Phalangen dieses Sauriers auf der Oberseite weit nach rückwärts liegende Hemmungen an den Gelenken. Die Zehen konnten also

[1] R. Owen, Monograph of the fossil Reptilia of the Wealden and Purbeck formations. Suppl. I. T. I.

mit der Spitze besonders weit nach aufwärts gekrümmt werden, und ich glaube daher, daß der *Iguanodon* beim Gehen auf genügend festem Untergrund, dieser war für Dollo's und meine Spuren gleichmäßig feuchter Sand, mit dem Klauenglied in der Regel den Boden nicht berührte.

Man kann bei einigen Zehen meiner Spur, besonders gut bei der Mittelzehe der 3. Fährte, deutlich erkennen, daß der Zeheneindruck scharf am Vorderrande des vorletzten Phalangengliedes abschneidet; der sonst elliptische Zehenabdruck ist vorn scharf abgestutzt, und eine Hautfalte zwischen dem genannten Phalangenglied und der Klauenphalange scheint den Abschluß des Eindruckes zu bilden. In der Photographie, welche mir Herr Dawson zukommen ließ, glaube ich mit Sicherheit zu erkennen, daß die Fährte I, Fig. 2, an der Mittelzehe und auch an der rechten Seitenzehe dieselbe Eigentümlichkeit zeigt, und ich glaube als sehr wahrscheinlich annehmen zu dürfen, daß die Fährte I und die Fährten der Fig. 3 derselben Tierart angehören. Auch die Fährte 1, Fig. 2, ist wohl von gleicher Art. In Dollo's Skizze ist sie aber nicht richtig gedeutet; Dollo hat den tiefen Schatten, den ein hoch um die Fährte aufgewulsteter Rand im hellen Sonnenschein warf, als Außenzehe gedeutet. In der kleinen Seitenzeichnung der Fig. 2 habe ich eine Deutung dieser in der Photographie etwas unklaren Fährte versucht, indem ich die Fährte so zeichnete, wie sich ihr Bild gestalten würde, wenn man gerade von oben auf die Fährte sieht.

Gegen die Deutung, welche Dollo den Sitzspuren und dem Schwanzeindruck der Fig. 2 gibt, sind aber noch weitere Einwendungen zu machen. Dollo nimmt an, daß die Fährten II und I zusammengehören, so daß II der Abdruck des rechten, I der des linken Fußes seien und II — I also einen einfachen Schritt bilde. II ist eine ausgesprochene Laufspur, I soll eine Sitzspur sein. Es ist außergewöhnlich, daß das Tier unmittelbar aus dem Lauf zum Sitz gelangt sein soll, zumal nach einem so übermäßig großen Schritt, wie ihn II—I darstellt, wenn wir nicht annehmen, daß es bei Ausführung des sprungartigen Schrittes II—I ernstlich gestrauchelt sei, wie übrigens auch Dawson, Dollo's Gewährsmann, annahm. Jedenfalls würde die Fährte I dann nicht als typische Sitzfährte gelten können.

Auch die Entfernung II—I scheint mir für einen einfachen Schritt fast übergroß zu sein. Leider lassen sich, wie ich hervorhob, die Entfernungen in der Fig. 2 schlecht beurteilen. Dollo gibt nach Dawson für die Laufspur AD die Länge des Doppelschrittes AC auf 7′ 10″, die des Doppelschrittes BD auf 8′ 1″ an. Wenn meine obige Annahme über die Stellung des Apparates bei Aufnahme der der Skizze zugrunde liegenden Photo-

graphie richtig ist, so muß die Entfernung II—I 7—8′ betragen, das sind 2,13 bis 2,44 m. Die Entfernung II—I entspricht also der Länge eines Doppelschrittes. Trotzdem ist wohl nicht anzunehmen, daß zwischen II und I ein Fußabdruck verwischt sei, denn da das Tier bei II noch im Lauf war, so mußte es bei starker Verminderung der Geschwindigkeit (um zum Sitze zu gelangen) einen besonders kräftigen Eindruck im Boden erzeugen. Nach der Photographie zeigt die Steinplatte rechts vom vorderen Ende des vermeintlichen Schwanzeindruckes durch Abbröckelung eine Beschädigung. Die schadhafte Steinstelle liegt aber so, daß ein Teil einer zwischen II und I einzuschaltenden Fährte rechts über sie hinausgegriffen haben müßte, und dort läßt der intakte Stein wohl die Wellenriefelung, aber kein Zeichen eines Fußeindruckes erkennen. Es ist also nicht anzunehmen, daß sich zwischen II und I noch ein Fußabdruck befunden hat.

Wollten wir etwa die Annahme machen, daß bei Ausführung des sehr großen Sprunges II—I der Schwanz durch Abschnellen vom Boden Hilfe geleistet hätte, so müßte der entsprechende Schwanzeindruck weit hinter der Fährte II liegen, so daß also unsere Steinplatte keinen Aufschluß geben kann. Nehmen wir aber nach Dawson's Vorgang an, das Tier sei bei Ausführung des gewaltigen Sprunges II—I gestrauchelt und habe dabei den auf der Platte vorhandenen Eindruck mit dem Schwanz gemacht, so scheint mir das proximale Ende des Eindruckes der Fährte I unmöglich nahezukommen. Die Betrachtung des *Iguanodon*-Skelettes zeigt uns, daß das sehr lange nach abwärts gerichtete Sitzbein beim Straucheln etwa da den Boden getroffen haben müßte, wo das vordere Ende des vermeintlichen Schwanzeindruckes liegt. Dann wäre der vorhandene Eindruck für den plumpen Körper des gewaltigen Sauriers ganz offenbar viel zu schmal, er müßte an seinem vorderen Ende mindestens die 5—6fache Breite des vorhandenen Eindruckes haben. Auch könnte er nicht, wie Dawson und Dollo betonen, eine scharfe, beinahe V-gestaltete (almost V-shaped) Furche gebildet haben; Dollo vergleicht den Querschnitt der Furche mit dem eines Kahnes (section scapoïde). Weiter müßte, da der vorhandene Einschnitt doch wohl eine Länge von fast $1\frac{1}{2}$ m hat, eine starke Verjüngung nach rückwärts sich geltend machen, wovon in der Zeichnung Dollo's wie in der Photographie nichts zu erkennen ist. Die Verjüngung müßte auch dann sich geltend machen, wenn für die Erzeugung des Eindruckes die mittleren oder distalen Teile des Schwanzes in Frage kämen. Für diese reicht aber der Eindruck mit seinem vorderen Ende viel zu nah an die Fährte I heran.

Auch wegen der Schärfe des vorhandenen Einschnittes habe ich gegen Dollo's und Dawson's Auslegung Einspruch zu erheben.

Die Spuren der Fig. 2 sind auf feuchter, der vorhandenen Wellenriefelung wegen offenbar von flachem Wasser bedeckten Sandunterlage erzeugt. Trockener Sand kann schon deswegen nicht in Frage kommen, weil dort die Spuren nicht erhaltungsfähig gewesen wären. Nun habe ich in den letzten 9 Jahren auf dem Bückeberge doch wohl 50—80 gleichartige Fußabdrücke auf reiner Sandunterlage angetroffen, die nie merklich tiefer eingedrückt waren als die Spuren der Fig. 3, d. h. an den tiefsten Stellen kaum bis zu 3 cm tief. Nun sind allerdings die Spureneindrücke der englischen Platte offenbar nicht unmerklich tiefer, wohl weil der Sand nicht ganz rein und infolgedessen etwas schlammig war, wie man daraus schließen muß, daß mehr oder weniger deutlich alle Fährten dieser Platte einen aufgewulsteten Rand zeigen, wie ich ihn in ähnlicher Schärfe in unserem Wealdensandstein nicht beobachtete. Demnach halte ich es für unmöglich, daß trotz stark entwickelter Hämapophysen (Dollo) der muskulöse Schwanz des doch wohl obendrein mit einer recht dicken Haut umkleideten Sauriers auf der immerhin wenig nachgiebigen Unterlage beim Sitz einen fast V-gestalteten, kahnartigen Einschnitt gemacht haben könnte, zumal auch bei diesem Eindruck wulstige Ränder nicht vorhanden sind. Drückte doch beim Gehen und Laufen, wenn ein einzelner Fußabdruck erzeugt wurde, jedesmal das Gesamtgewicht des Körpers auf den einen Fuß, der den Eindruck machte, während es sich beim normalen Sitz auf beide Hinterfüße und den Schwanz, also auf eine etwa dreimal so große Fläche verteilte.

In sehr unreinem Sande, namentlich wenn derselbe mit sehr reichlichen pflanzlichen Stoffen durchsetzt war, konnten die Eindrücke allerdings, wie die Spuren des Harrl bei Bückeburg zeigen, ganz bedeutend tiefer eingedrückt werden. Doch kann solcher hier wohl nicht in Frage kommen, da Dawson über die Herkunft seiner Platte sagt: „*Iguanodon* foot-prints, however, occur throughout the Wealden beds, at many horizons, but usually in relief owing to the softer nature of the rocks. The above mentioned bed produces the finest impressions."

Nach allem halte ich es für höchst unwahrscheinlich, daß es sich bei dem in der Fig. 2 und 4 vorhandenen furchenartigen Einschnitt um den Schwanzeindruck eines Sauriers handelt.

Dagegen möchte ich folgende Erklärung aufstellen. Als das Tier in eiligem Lauf heranstürmte, stolperte es bei Tritt II über einen in dem flachen Wasser treibenden Knüppel, der mit seinem vorderen Ende den Boden wohl schon berührte, und stampfte diesen in den Boden, während hernach das Wasser den Knüppel wieder abtrieb. Für diese Auslegung spricht sehr die auffällige Erscheinung, daß der Abstand Mittelzehe—Innenzehe bei der Fährte II ganz bedeutend größer ist, als bei den 4 anderen Lauffährten.

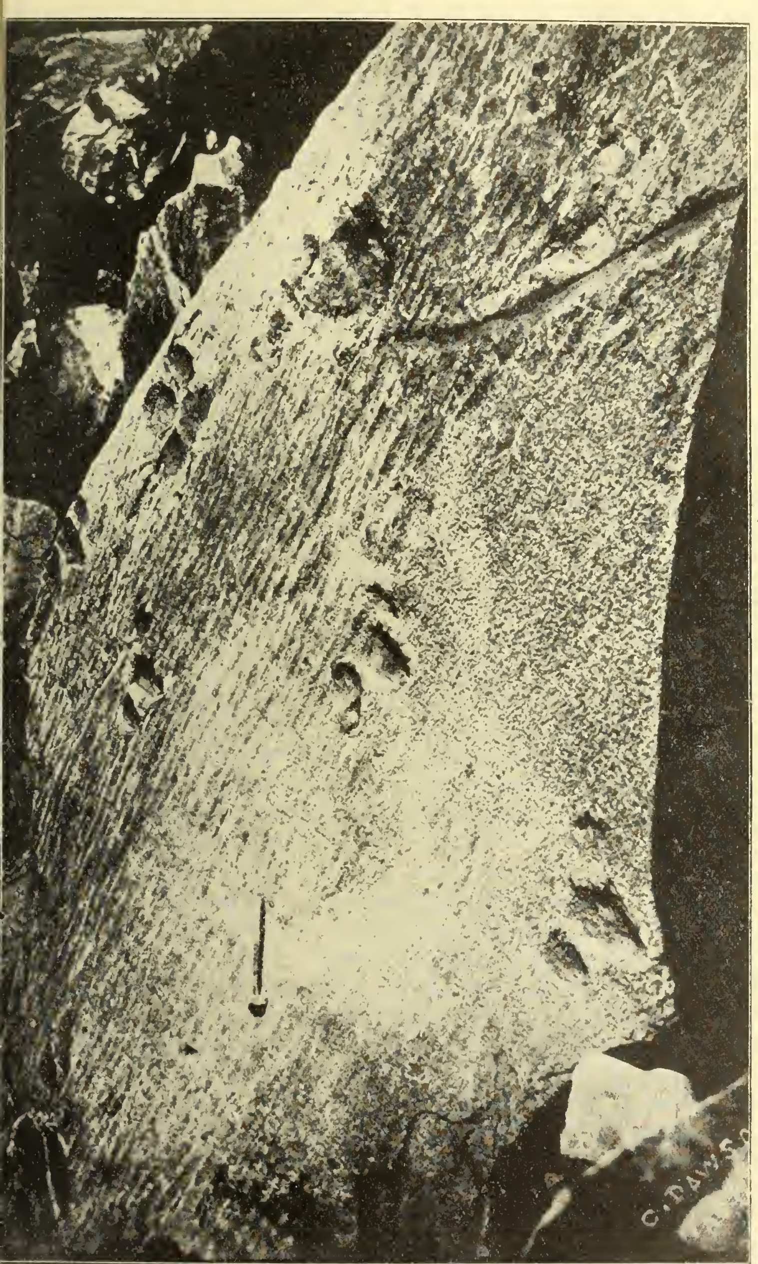


Fig. 4. *Iguanodon*-Spuren aus dem Wealden von Hastings. Nach einer Photographie von C. Dawson.

Ich möchte annehmen, daß der besonders nach hinten so weite Abstand zwischen Innen- und Mittelzehe gar nicht anders zustande gekommen sein kann, als dadurch, daß sich zwischen diese Zehen ein fester Körper gewaltsam eingeschoben hat. Der 8—9 cm starke Knüppel ist zwischen die Mittel- und Innenzehe geraten; während sich die Innenzehe förmlich um ihn herumlegte, wurde er dann mitten von dem Metaphalangenballen am schwersten von dem Gewicht des plumpen Sauriers getroffen, so daß er in dem größten Teil seiner Länge mit der Achse bis unter das Niveau des Bodens gedrückt wurde. So entstand der beinahe V-gestaltete, kahnartige Einschnitt „narrowing in the centre". Nur der vorderste Teil des Knüppels wurde weniger tief in den Boden eingedrückt, so daß an seinem vorderen Ende, wie Dawson angab, die Wellenmarken von ihm nur flach eingeschnitten wurden.

Durch das tiefe Eindringen des Knüppels in den Boden gewann das strauchelnde Tier wieder festen Halt und konnte sich durch den gewaltigen Satz II—I vor dem Sturz retten. So erklärt sich ungezwungen die gewaltige Größe des Sprunges II—I und der tiefe Eindruck der Fährte I, von welcher Dawson (p. 4) sagt: „This last impression is much blurred and the mud is disturbed as if it has been very soft." Was Dawson hier der weicheren Beschaffenheit des Bodens zuschreibt, für welche auf dem wasserbedeckten Sanduntergrund in der Phothographie keine Ursache zu erkennen ist, möchte vielmehr die gewaltige Wirkung des Stoßes gewesen sein, den das Tier beim Niedersprung auf den Boden ausübte. Daß die Fährten der Zeichnung 2 in ganz flachem Wasser erzeugt wurden, dafür spricht die von Dawson und Dollo angeführte und in Betracht gezogene Wellenriefelung. Soweit meine Erfahrung reicht, bilden sich Wellenriefeln der hier vorliegenden Größe nur da, wo das Wasser ganz flach ist, wohl knapp bis zu $\frac{1}{3}$ m Tiefe (?).

Gegen meine Auslegung scheint zu sprechen, daß Dawson einen ähnlichen furchenartigen Einschnitt mit einem Fußeindruck wie bei I, Fig. 2, mehrfach (many times) beobachtet hat, denn er schrieb (p. 6) an Dollo: „I have observed simular grooves (at intervals) many times in association with Foot-prints showing a heel-like impression as I and 1, and I have littl doubt thal it is the Tail-track of the Reptile." Oft scheint das „many times" nicht gerade bedeuten zu sollen, denn Dawson schrieb, daß die Steinplatte der Fig. 2 die erste gewesen sei, die eine solche Lage gehabt habe, daß eine Photographie möglich war, und wenn in dem englischen Wealden an die flachen Ufer des ausgedehnten Wealdengewässers, wo sich, scheint's mit Vorliebe, die großen Saurier tummelten, ebenso zahlreiche Holz- und sonstige Pflanzenteile angeschwemmt wurden, wie es in unserem Wealden an vielen Stellen der Fall war, so kann ein ähnliches Straucheln, wie ich es oben

beschrieb, gewiß nicht zu den Seltenheiten gehört haben. So besitzt z. B. die Sammlung des Adolfinums in Bückeburg auch eine Fährte, die durch je einen tiefen Quereindruck deutlich zeigt, wie sich die Mittelzehe und die eine Seitenzehe um einen 6—7 cm dicken Knüppel herumgelegt haben.

Nach der Photographie ist die Lauffährte II unscharf, fast verschwommen und kommt den Fährten A—D an Schärfe und Deutlichkeit nicht annähernd nahe, doch scheint in Dollo's Skizze die Fährte richtig gedeutet zu sein; vielleicht müßte die Mittelzehe etwas näher an den furchenartigen Einschnitt herangerückt und die linke Seitenzehe (die Innenzehe) umgekehrt etwas weiter von ihm entfernt werden. Jedenfalls bleibt die Fährte als ausgeprägte Lauffährte deutlich zu erkennen und andererseits scheint mir gerade in der geringeren Tiefe und der Verschwommenheit der Zeheneindrücke eine Bestätigung der hier gegebenen Erklärung zu liegen. Da der vom Metaphalangenballen mit voller Körperwucht getroffene Knüppel von 8—9 cm Dicke und ca. 2 m Länge die Wucht des Stoßes auffing, so konnten die Zehen nur geringe Eindrücke verursachen.

Der furchenartige Einschnitt zeigt nach der Photographie auf der rechten Seite einen ziemlich scharfen Steilrand, während er links wenig steil zur Steinoberfläche ansteigt. Das möchte sich dadurch erklären, daß, als der Ballen des rechten Fußes bei II den Knüppel traf, der Stoß nicht genau senkrecht von oben erfolgte, sondern von schräg links nach rechts, denn als das Tier den rechten Fuß bei II aufsetzte, mußte ja die Verschiebung des Körpergewichts von dem linken Fuß her auf den rechten erfolgen; gegen die rechte Seitenwand der entstehenden Furche wirkte also der Stoß stärker als gegen die linke.

Auffällig bleibt, daß nach der Photographie die Furche rechterseits am Grunde deutlich eine scharfe Kante zu zeigen scheint, vielleicht wirkt der tiefe Schatten, den die rechte Steilwand der Furche im hellen Sonnenlicht warf, daß die Furche im Bilde scharfkantiger erscheint, als sie war, immerhin aber muß ich feststellen, daß sich hieraus und aus den Angaben Dawson's und Dollo's über den V-gestalteten Querschnitt der Furche eine Schwierigkeit für meine Erklärungsweise ergibt, über die ich nicht hinwegzukommen vermag, doch scheint mir diese Schwierigkeit gering gegen die Bedenken zu sein, die der Dollo'schen Erklärung entgegenstehen.

Vielleicht wird man auch einwenden, daß sich das Tier doch mindestens ebenso häufig gesetzt haben wird, als es beim Laufen gestrauchelt sein möchte, daß es also mindestens ebensoviel Sitz-

spuren als Strauchelspuren geben müßte. Dagegen läßt sich anführen, daß sich das Tier außerhalb des Wassers auf trockenem Sande wohl lieber hinsetzte als im Wasser. Im trockenen Sande war die Spur aber nicht erhaltungsfähig. Setzte sich das Tier aber im flachen Wasser auf sandigen Untergrund, so müssen wir aus der sehr geringen Tiefe der Gangspuren schließen, daß der Körper- oder Schwanzeindruck nur minimal tief gewesen sein kann, so daß er sich jetzt der Beobachtung entzieht. Immerhin ist aufmerksame Beobachtung hier am Platze. Mehr verspreche ich mir aber von der Beobachtung der Reliefspuren. Sie wurden auf tonigem Untergrund erzeugt und sind viel tiefer eingedrückt als die Spuren auf feuchtem Sandboden. Der Ausguß dieser Spuren, das Relief, befindet sich nun aber, solange das Gestein in situ lagert, auf der für unser Auge unzugänglichen Unterseite der Sandsteinplatten, während die ursprünglichen Hohlspuren der Tonschicht beim Brechen des Steins zerstört werden. Die Beobachtung ist also sehr erschwert, und es wird schon als ein besonderer Glücksfall gelten müssen, wenn einmal eine Platte gewonnen wird, die beide Fußabdrücke und den Körper- oder Schwanzabdruck enthält. Hiernach scheint es mir nicht gerade verwunderlich zu sein, daß eine einwandfreie Sitzspur wohl noch nicht gefunden ist, während „Stolperspuren" schon wiederholt beobachtet wurden. Auf dem Bückeberge lagert in einem zurzeit verlassenen Bruch eine Platte, die mit Abdruck in Relief der Dawson-Dollo'schen Platte ähnelt, aber so undeutlich ist, daß ich mich nicht zum Transport entschließen konnte. Auch Dr. Stechow spricht l. c. p. 701 von Sitzspuren mit Schwanzeindruck, doch scheint mir das, was er dort sagt, nicht auf eigene Anschauung, sondern nur auf Dollo's Abhandlung gegründet zu sein.

Unser vorläufiges Resultat würde hiernach sein, wenn ich zugleich noch einiges hinzufüge, was sich aus meinen Beobachtungen ergibt:

1. Dollo's Abbildung für die typische Laufspur ist recht bezeichnend, doch kann namentlich bei Laufspuren, die auf tonigem Untergrund erzeugt wurden, ein mehr oder weniger deutlicher Abdruck des Metaphalangenballens hinzutreten, so daß die Laufspur mit der Gangspur dann größere Ähnlichkeit bekommt; sie bleibt jedoch durch die ziemlich steil nach abwärts gerichteten Zehen immer leicht als Laufspur kenntlich. Die von Stechow l. c. Fig. 4 abgebildete Fährte gehört hierher, sowie mehrere Fährten aus der Sammlung des Adolfinums in Bückeburg.

2. Dollo's Gangspur ist nur für solche Gangspuren bezeichnend, welche auf tonigem Untergrund erzeugt sind und dann als Reliefspuren erhalten blieben, aber nicht für Gangspuren auf reinem feuchten Sand. Hier nimmt die Gangspur

eine Gestalt an, die der von Dollo als typische Sitzspur bezeichneten Form zum Verwechseln ähnelt.

3. Eine einwandfreie Sitzspur mit Schwanzeindruck, namentlich eine solche, bei der beide Hinterfüße und der Schwanz abgedrückt sind, kennen wir noch nicht. Sitzspur und Schwanzeindruck liegen überhaupt noch sehr im Dunkel.

4. Für eine Gruppierung der Fährten derselben Tierart darf die Bewegungsart des Tieres nicht allein entscheidend sein, sondern es muß auch die Beschaffenheit des Untergrundes, auf dem die Eindrücke erzeugt wurden, als sehr wichtiger Faktor für die Gestaltung der Fährten berücksichtigt werden.

5. Es ist die größte Vorsicht geboten, ehe man eine Fährte einer bestimmten Tierart zuschreiben kann.

6. Der Beschaffenheit des Bodens nach haben wir für unseren Wealden 3 Hauptfälle zu unterscheiden, von denen der letzte für den englischen Wealden vielleicht ausscheidet, während die beiden anderen Fälle auch für ihn gelten:

a) Die Fährten sind auf dicker toniger Unterlage eingedrückt, welche hernach von reinem Sand überlagert wurde. (Relieffährten.)

b) Sie wurden auf reinem Sandboden erzeugt, der von flachem Wasser bedeckt war. (Flache Hohlspuren.) Das zugehörige Relief ist meist ganz unscheinbar bis zur völligen Unbrauchbarkeit.

c) Fährten, die in einer auf p. 63 beschriebenen, schieferartig gebauten Bank des Harrl bei Bückeburg entstanden sind. (Steinausgüsse der Fährten.) Die Fährten sind großenteils sehr tief eingedrückt, nicht selten so tief, daß die aus ihnen gewonnenen Steinausgüsse auch die ganze Oberseite der Zehen zeigen, bisweilen auch an der Vorderseite noch die unteren Teile des Mittelfußes.

Ich wende mich zu der Struckmann'schen[1] Behandlung der Saurierfährten aus den Rehburger Bergen, indem ich gleichzeitig die Arbeiten von Grabbe[2] und Stechow (l. c.) über den gleichen Stoff berücksichtige. Die von Struckmann l. c. Taf. IV gegebene Abbildung einer aus 2 aufeinander folgenden Fußabdrücken bestehenden Reliefspur, welche in verschiedene Bücher überging, ist ein gutes Beispiel einer Gangspur, wenn wir beachten, daß die Gangrichtung nicht etwa mit der Längsrichtung der Steinplatte

[1] C. Struckmann, Die Wealden-Bildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880.

[2] H. Grabbe, Die Schaumburg-Lippische Wealden-Mulde. Göttingen 1883, und Verh. d. naturhistor. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westfalens. 38. Jahrgang. II. Hälfte. p. 161 ff. Bonn 1881.

gleichläuft, sondern in die Verbindungslinie der hintersten Punkte der Innenzehenballen der beiden Fährten fällt; sie ist gegen die Längsachse der Steinplatte etwa unter einem Winkel von 20^0 geneigt. Die Füße sind hier merklich weiter seitwärts gestellt als bei der Fährte der Fig. 3, d. h. das Tier ist hier bedeutend breitspuriger gegangen als bei der Spur des Adolfinums; außerdem sind hier die Füße schräger zur Gangrichtung gestellt als bei der Spur der Fig. 3, da ihre Achsen sich hier unter einem Winkel von 40^0 kreuzen, während dieser Winkel bei der anderen Spur nur 30^0 beträgt. Die Schrittweite gibt Struckmann auf 68 cm an, die Länge der einzelnen Fährte mit 40 cm und die Breite mit 38 cm. Eine schöne neue Reliefspur aus 2 aufeinander folgenden Fußabdrücken wurde kürzlich auf dem Bückeberg gewonnen und an das Senckenbergische Museum in Frankfurt versandt. Bei dieser Spur sind die Achsen der Füße gleichfalls unter einem Winkel von 40^0 gegeneinander geneigt, doch ist das Tier, welches diese Spur erzeugte, kaum breitspuriger gegangen als der Erzeuger der Spur des Adolfinums. Es ist übrigens nicht außer acht zu lassen, daß auf zähschlammigem, sandigem Tonuntergrund, solcher kommt für die Relieffährten ausschließlich in Frage, wegen des tiefen Einsinkens der Zehen und des Ballens naturgemäß der Gang schwerfälliger wurde. Die Schritte wurden verkürzt, die Achsen der Füße stärker gegeneinander geneigt, während auf feuchtem, reinsandigem Untergrund sich der Gang gestreckter gestaltete, da hier die Füße nur wenig tiefe Eindrücke machten. Auch in Rücksicht hierauf erscheint die Schrittlänge[1] bei der Struckmann'schen Spur mit 68 cm im Vergleich zur Größe des Fußes bei 40 cm Länge und 38 cm Breite eine geringe zu sein; die neue Spur vom Bückeberge hat bei 33 cm Länge und 32 cm Breite des Fußabdruckes eine Schrittweite von 76 cm. Leider scheint die Struckmann'sche Originalplatte verloren gegangen zu sein, im Provinzial-Museum in Hannover ist sie nicht mehr.

Die von Struckmann auf Taf. IV in $\frac{1}{72}$ der nat. Größe nach Beckles' skizzenartig gezeichnete Spur aus 25 Fußabdrücken weist auf stärkere Unregelmäßigkeiten im Gang oder auf ungenaue Zeichnung hin; zwischen den Fußabdrücken 1—6 (von hinten nach vorn gerechnet) ist das Tier sehr breitspurig gegangen, ganz bedeutend breitspuriger als auf der Hauptplatte Struckmann's; bei den Fährten 7—18 rückt nur 13 etwas weiter aus der Linie heraus, sonst möchte hier das Tier kaum breitspuriger gegangen sein als auf der Platte des Adolfinums; die Fährten 19—25 ent-

[1] Wegen des sehr gespreizten Ganges ist es wichtig, daß die Schrittweite in der Gangrichtung gemessen wird, eine Messung z. B. von Spitze der Mittelzehe zur Spitze der Mittelzehe würde zu große Werte geben. Str. scheint das berücksichtigt zu haben, doch sind die beiden Fährten der Spur etwas zu breit gezeichnet nach den Angaben des Textes.

fernen sich seitlich wieder weiter voneinander. Die Spur stammt, wenn wir sie dem *Iguanodon* zuschreiben, von einem halbwüchsigen Tier. Noch kleiner muß das Tier gewesen sein, welches die 2. Spur aus 8 Fußabdrücken in der Struckmann'schen Skizze erzeugte; hier erweist sich der Gang als sehr breitspurig. Die Schrittweite ist für beide Spuren etwa ½ m. Die Achsenstellung der Füße ist bei der Kleinheit der Zeichnung nicht zu kontrollieren.

Stechow bildet l. c. p. 702 eine Platte ab, die in den Besitz des Münchner Museums gelangt ist, auf der 3 eine fortlaufende Spur bildende Fußabdrücke enthalten sein sollen; doch scheinen mir die 3 Fußabdrücke, soweit die gegebene Abbildung ein Urteil zuläßt, nicht zu einer Spur zu gehören; dem Bilde nach hat die mittlere der 3 Fährten die Innenzehe links; danach müßte der rückwärts liegende Fußabdruck links von der Fährtenrichtung 2, 3 liegen, während Stechow ein rechts auf der Platte vorhandenes Relief der Spur zurechnet. Auch die Achsenstellung des vordersten (defekten) Fußabdruckes scheint mir nicht normal zu sein, falls er überhaupt mit der mittleren Fährte zu einer Spur gehört. Man muß bei Relieffährten sehr vorsichtig sein, ehe man annimmt, daß 2 Fährten zu einer Spur gehören, weil, namentlich bei nicht ganz reinen Sandsteinplatten, häufig das Relief abblättert, ohne das geringste Zeichen davon zu hinterlassen; wo wir jetzt auf einer Platte nichts als 2 Fußabdrücke sehen, waren vielleicht ein halbes Dutzend oder mehr Abdrücke ursprünglich vorhanden.

Von den 3 „willkürlich“ aufgesetzten Relieffährten der anderen von Stechow abgebildeten Platte scheint mir die vorderste ganz falsch zu stehen; sie müßte um ca. 60° mit der Spitze nach links gedreht und von der rückwärts liegenden Fährte merklich weiter entfert werden. Ob die 3 Fährten wirklich linkem, rechtem, linkem Fuß entsprechen, wie es der Zusammenstellung nach sein müßte, läßt sich auf dem Bilde nicht deutlich erkennen.

Auf Taf. V gibt Struckmann die Bilder von 3 Einzelfährten. Für alle 3 Fährten, deren Originale in dem Provinzial-Museum in Hannover sich befinden, ist die Deutung Struckmann's nicht einwandfrei, während die Zeichnungen gut zu sein scheinen.

Struckmann beobachtete in den Rehburger Bergen „etwa 40 gut erkennbare“ Fußabdrücke und sagt l. c. p. 97: „Sämtliche Fußspuren mit einer einzigen Ausnahme (Taf. V Fig. 1) sind dreizehig; die Zehen sind nach vorwärts gerichtet und anscheinend mit einer halben Schwimmhaut verbunden gewesen, was namentlich Taf. V Fig. 3 ziemlich deutlich erkennen läßt.“ Diese Schwimmhaut kann ich für Struckmann's Fährten nicht gelten lassen. Schon Koken[1] sagte darüber: „Die sogenannten

[1] E. Koken, Die Dinosaurier, Crocodiliden und Sauropterygier des Norddeutschen Wealden. Paläont. Abh. 3. Heft 5. 1887. p. 318.

4zehigen Fährten erscheinen mir zweifelhaft, ebenso die von STRUCKMANN abgebildeten Fährten mit Schwimmhaut; auch GRABBE[1] hat seine Bedenken über diese Deutung geäußert."

KOKEN begründet seine Bedenken nicht. Mit GRABBE verhält es sich eigenartig in der Sache. Im Jahre 1881 sagte GRABBE[2] in einem Vortrage über „Neue Funde von Saurierfährten im Wealdensandstein des Bückeberges": „Ich fand außer diesen und vielen anderen sodann eine Fährte im Bergamts-Steinbruche bei Brandshof, bei der man ganz deutlich den Abdruck einer zwischen den Zehen ausgebreiteten Schwimmhaut beobachten kann; die Fährte ist 48 cm lang und ebenso wie alle bis jetzt am Bückeberge gefundenen im Relief erhalten. Auch STRUCKMANN bildet eine Fährte von Rehburg mit einer Schwimmhaut ab, aber nach der Abbildung zu urteilen, ist mein Abdruck bedeutend deutlicher." In seiner im Jahre 1883 erschienenen Doktordissertation spricht GRABBE, p. 19—21, von den Saurierfährten aus dem Wealden. Er hat seine Ansicht betreffs der Schwimmhaut inzwischen gewechselt, denn er sagt: „STRUCKMANN hat von Rehburg eine Fährte mit Schwimmhaut abgebildet und beschrieben; Ähnliches habe ich auch gefunden, indessen erscheint eine Deutung als Schwimmhaut in hohem Grade gewagt."

Ähnlich wie es GRABBE hierin erging, ist es auch mir ergangen. Als ich zuerst in den Jahren 1904/05 eine größere Zahl von Saurierfährten im Harrl bei Bückeburg ausgrub, glaubte ich fast allen gefundenen Fährten eine mehr oder weniger ausgedehnte Schwimmhaut zuschreiben zu müssen, kam aber bald zu der Ansicht, daß es sich bei allen diesen vermeintlichen Schwimmhäuten um eine durch die Eigenart des Gesteins hervorgerufene Täuschung handelte; nachträglich bin ich aber bei einer Fährte aus der Sammlung des Adolfinums doch wieder zu der Überzeugung gekommen, daß es zur Wealdenzeit bei uns einen *Iguanodon*-großen Saurier gegeben hat, welcher ziemlich entwickelte Häute zwischen den Zehen besaß und sich wie der *Iguanodon* auf den Hinterbeinen bewegte. Hierüber, wie über weitere Einzelfährten aus der Sammlung des Adolfinums werde ich später berichten. Einen vorläufigen Bericht über diese Fährten brachte ich schon in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift, Jahrgang 1905, Heft 31.

STRUCKMANN's Fährten auf den Taf. IV und V werden jedenfalls keine Schwimmhaut gehabt haben. Dafür möchte ich folgendes anführen: Selbst der reinste Sandstein unserer Gegend zeigt parallel zur Schichtenlage eine erhöhte Spaltbarkeit, und wir müssen annehmen, daß doch wohl eine feinste Schichtung selbst bei schein-

[1] H. GRABBE, Die Schaumburg-Lippische Wealden-Mulde. Göttingen 1883. p. 20.

[2] Verhandl. d. naturhist. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westfalens. 38. Jahrgang. II. Hälfte. Bonn 1881. p. 163.

bar ganz homogenem Sandstein parallel zur Oberfläche der als kompakte Schicht abgelagerten Bänke vorhanden ist. Bei einer Steinbank des Harrl bei Bückeburg, welche für das Adolfinum eine größere Zahl der schönsten Fährtenausgüsse lieferte, geht die Schichtung so weit, daß die betreffende Bank völlig schieferigen Bau angenommen hat, indem zwischen je $\frac{1}{4}$ bis 1 mm dicken Sandsteinlagen fast mikroskopisch feine Kohlenschichten eingeschaltet sind. Diese Schichten wurden nun durch den Druck der Zehen gerade unter den Zehen am stärksten heruntergedrückt und zusammengedrängt, während sie sich zwischen den Zehen gewölbeartig spannten in der Weise, daß die höchsten Punkte der Wölbung in der Mitte zwischen den Zehen immer am weitesten von der Innenseite der Zehen entfernt lagen. Beim Brechen des Gesteins bröckeln nun diese gewölbten Schichten zwischen den Zehen eine nach der anderen ab oder können mehr oder weniger leicht entfernt werden; jede neu hervortretende Schicht ist aber vorzüglich geeignet, den Eindruck zu machen, es sei zwischen den Zehen eine Schwimmhaut vorhanden gewesen.

Auch Stechow kommt l. c. p. 702 wieder auf Struckmann's Schwimmhaut zurück; er will sie bei seiner Fährte Fig. 2 durch eine „Hautduplikatur" von geringer Ausdehnung ersetzt wissen, die den Zweck hatte, dem Tiere eine leichtere Bewegung auf schlammigem Untergrund zu ermöglichen. Der Größe nach stellt er die Hautduplikatur in Parallele mit der halben Schwimmhaut der Frösche. Ganz abweisen möchte ich die Stechow'sche Hautduplikatur nicht gerade, doch traue ich ihr nicht recht und glaube auch, daß diese Stechow'sche Fährte einer anderen Tierart angehört als die Struckmann'sche Fährte Taf. 5 Fig. 3. Übrigens fanden sich weitere Fährten, die Stechow's Fährte Fig. 2 sehr ähneln.

Ich gab schon an, daß Koken wie auch Grabbe die vermeintliche 4zehige Fährte Struckmann's, Taf. V Fig. 1, als zweifelhaft angesehen haben. Decken wir in Struckmann's Abbildung den unteren rechten Flügel zu, so bleibt eine wohlentwickelte 3zehige Fährte zurück, die durch kein Anzeichen verrät, daß sie eine 4. Zehe besessen hätte, und bei welcher wir deutlich erkennen, daß sie durch den Abdruck des rechten Fußes entstanden ist. Der von Struckmann als eine 4. Zehe gedeutete unförmige Anhang gehört wohl zu einer anderen Fährte, sei es nun, daß der größere Teil dieser Fährte abgebröckelt ist oder daß er noch im Stein steckt. Der Stein zeigt ähnlichen schieferigen Bau wie die oben beschriebene Steinbank des Harrl. Hier kommt infolge des sehr tiefen Eindringens des Fußes in den Untergrund eine Verschmelzung mehrerer Fährten häufig vor und der Fall möchte auch bei dieser Struckmann'schen Fährte vorliegen.

Eigenartig ist es endlich Struckmann mit seiner vermeintlichen Hohlspur, seiner sogenannten „gepanzerten" Fährte, Taf. 5 Fig. 2,

ergangen. Ich sagte schon, daß die Originalplatte im Provinzial-Museum in Hannover erhalten ist. Struckmann hat nur einen Teil der vorhandenen Steinplatte in Fig. 2 abgebildet. Die Platte weist nun auf der gleichen Seite, auf der Struckmann's vermeintliche Hohlspur liegt, eine deutliche Reliefspur auf, so daß es sich ganz zweifellos bei Struckmann's Hohlspur um eine abgebröckelte Reliefspur handelt. Die eigenartige Bildung ist offenbar auf folgende Weise entstanden: Als das Tier die Fährte erzeugte, hatte sich über der dicken Tonschicht, die den Boden bildete, schon eine etwas über 1 cm starke, reine Sandlage abgelagert. Die dünne Sandschicht wurde von dem schweren Tier glatt durchtreten und der Fuß drang noch tief in die Tonschicht ein. Nun erfolgte der gewöhnliche Vorgang: Wenige Wellenschläge genügten, um die vorhandene Höhlung mit reinem Sand auszufüllen; solcher überlagerte dann in dicker Schicht die schon vorher vorhandene dünne Sandlage, aber erst, nachdem an der Oberfläche der dünnen Sandlage eine schwache Verunreinigung des Sandes erfolgt war; dadurch bildete sich, an einem hervortretenden Seitenrande noch deutlich erkennbar, zwischen der früher vorhandenen dünnen Sandlage und der später niedergeschlagenen dicken Sandschicht eine ebene, zur Schichtenlage parallele Spaltfläche, an welcher wohl schon beim Brechen des Gesteins des Relief sich glatt ablöste, während im übrigen die dünne Sandlage an der Hauptplatte haften blieb. Die Struckmann'sche Zeichnung stellt also einen parallel zur Sohle verlaufenden ebenen Schnitt durch eine Relieffährte dar, der so hoch liegt, daß die seitlich noch vorhandenen Ränder der dünnen Sandlage schon durch den Abdruck an der oberen Zehenseite hervorgebracht sind.

Ebenso wie Dollo schloß, daß eine weitere Beobachtung der Saurierfährten notwendig ist, muß ich auch schließen, denn ich bin mir bewußt, daß die hier versuchte Zusammenstellung über unsere Kenntnis der *Iguanodon*-Fährten nicht entfernt als ein Abschluß gelten kann. Ja, in einer Hinsicht liegt unsere Kenntnis der *Iguanodon*-Fährten jetzt viel mehr im Dunkel, als es nach Dollo's Abhandlung der Fall zu sein schien. Es steht uns jetzt ein viel reichlicheres Material zur Verfügung als seinerzeit Dollo, aber gerade das bereitet die Hauptschwierigkeit, denn es zeigt uns mit Sicherheit, daß es zur Wealdenzeit bei uns eine ganze Anzahl von *Iguanodon*-großen Sauriern gegeben hat, die sich, wie der *Iguanodon*, nur auf den Hinterbeinen bewegten und recht ähnliche Fährten wie dieser Saurier erzeugten. Noch sind wir aber völlig im unklaren darüber, welche von den vorhandenen Fährten wirklich *Iguanodon*-Fährten sind.

Personalia.

Gestorben: Hofrat Professor Dr. **Franz Koláček** in Prag am 7. Dezember 1913.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

1. Februar 1914 No. 3

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herren Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Färbemittel des Talkes.

Von **K. A. Redlich** in Prag.

In seinem Handbuch der Mineralogie [1] führt Doelter an, daß vor allem FeO-Silikate das Färbemittel des Talkes sein dürften. Ich bin weit entfernt dies zu bezweifeln; jeder der sich längere Zeit mit Talklagerstätten beschäftigt hat, wird jedoch wissen, daß neben der gewöhnlichen lichtgrünen Färbung an einzelnen Stücken ein scharfes Saftgrün zu bemerken ist, welches in Serpentingebieten leicht und ungezwungen auf den Chromgehalt dieser Gesteine zurückgeführt werden kann, was auch Doelter angibt. Anders steht es mit den Talken, die weit entfernt von jedem Serpentinstock liegen. Doelter schreibt über diese Fälle: „Auch Nickel dürfte namentlich bei den apfelgrünen, welche zumeist einen NiO-Gehalt aufweisen, als Färbemittel vorkommen.“ Das ist ganz richtig, die Talke, welche in der Kupferkieslagerstätte von Mitterberg sich finden, sind, wie ich dies bereits im Jahre 1908 gezeigt habe, teilweise durch NiO gefärbt, was bei der Anwesenheit des Weißnickelkieses in der Lagerstätte durchaus nicht verwunderlich ist [2]. Kupferoxyd ruft eine blaue bis saftgrüne Färbung hervor, die ich zwar nicht am Talk, wohl aber an Sericitschiefern des Kupferbergbaues Kitzbühel beobachten konnte. Daß aber viele andere Talke, Sericite etc. durch Chrom grün gefärbt sind, obwohl weit und breit kein Serpentin zu sehen ist, wurde von Canaval [3] und mir des öfteren betont, speziell die von Doelter zitierte Notiz: Zeitschr. f. pr. Geol. 19. p. 126. 1911, hatte den Zweck, auf diese eigentümliche Erscheinung hinzuweisen, und die Ansicht Weinschenk's [4] einerseits, daß der Chromgehalt sauren Magmen seine Entstehung verdankt, meine Beobachtung andererseits, daß basische Gesteine (Diabase und die aus ihnen abgeleiteten Chlorit- und Hornblendeschiefer), in

---

[1] C. Doelter, Handb. d. Mineralchemie. 2. p. 365.

[2] K. A. Redlich, Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu dem gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. Zeitschr. f. pr. Geol. 16. p. 273. 1908.

[3] R. Canaval, Natur u. Entstehung der Erzlagerstätten am Schneeberg. Zeitschr. f. pr. Geol. 16. p. 479. 1908.

[4] E. Weinschenk. Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. Zeitschr. f. pr. Geol. 8. p. 43. 1900.

dessen Nähe solche chromgefärbte Mineralien gefunden wurden, ebenfalls Chrom enthalten, festzulegen. Es gilt also gewiß nicht der von Doelter zitierte Satz, daß die Grünfärbung nur dort von Chrom herrühre, wo sie genetisch mit Serpentin zusammenhängen dürfte. So kommt in einem Steinbruch bei Mitterberg Talk vor, der deutliche Chromreaktion zeigt, so findet sich in den Magnesiten von Kaintaleck-Oberdorf Talk, der an einzelnen Stellen, die typische Grünfärbung des Chroms nicht nur äußerlich zur Schau trägt, sondern die auch leicht analytisch nachzuweisen ist etc. etc. Canaval[1] berichtet auch von einem grünen chromhaltigen Glimmer aus den Magnesiten von Trens, deren Paragenese um so eigentümlicher ist, als die Carbonatlinsen mit Plagioklas und Quarz verwachsen sind. Was Doelter mit dem Satze meint: „K. A. Redlich gibt an, daß mehrere steirische Talke ihre Grünfärbung einem Chromgehalt verdanken, welchen er aus sericitischen Schiefern ableitet, doch gibt er keine näheren Daten über den Chromgehalt der Talke an", ist mir nicht ganz verständlich, da ich in der schon zitierten Notiz ausdrücklich sage, daß die bestimmten Talke die Chromreaktion zeigen, mir es aber doch nicht notwendig erschien, den bekannten Analysengang auf Chrom anzugeben, quantitativ jedoch die Menge viel zu gering ist, um sich messen zu lassen. Nicht allein aus sericitischen Schiefern wird der Talk von mir abgeleitet, ich stelle mir vielmehr die Talk- und Rumpfitbildung so vor, daß eine Magnesialösung auf Quarz oder Sericit gewirkt hat, was namentlich in meinen späteren Arbeiten des öfteren auseinandergesetzt wurde. Das Grün der Mauterner Talke, in welchen Doelter kein Chrom gefunden hat, ist ein ganz anderes, es ist das ölige Grün, welches sich dem grüner Sericitschiefer nähert und mit dem von mir beobachteten Chromgehalt nichts zu tun hat. Es würde mich übrigens gar nicht wundernehmen, wenn auch hier in einzelnen Stücken geringe Mengen von Chrom gefunden würden, um so mehr als ein lichtgrüner Chloritschiefer das Liegende bildet, der dem aus Diabasen abgeleiteten Grünschiefer des Semmering ähnlich ist, in welch letzterem Chrom nachgewiesen werden konnte. Der Chromgehalt würde sich jedoch schon in der schärfergrünen Färbung äußerlich kundtun.

[1] R. Canaval, Das Magnesitvorkommen von Trens. Z. f. pr. G. 20. Jahrg. 1912. p. 320.

Notiz zur Projektion von Skiodromenmodellen.

Von **Hermann Tertsch** in Wien.

Mit 1 Textfigur.

Die Versuche, die wertvollen Skiodromenmodelle, welche BECKE[1] zur Ableitung und Versinnlichung kristalloptischer Verhältnisse angegeben hat, tunlichst allseitig auszunützen, haben in zwei Umständen ihre Grenzen gefunden. Erstens bieten diese räumlich kugeligen Modelle nicht gleichzeitig jedem Hörer die gleiche Ansicht, so daß man doch wieder zur Zeichnung greifen muß, diese aber gestattet zweitens keine Drehungen, wie sie in Wirklichkeit im Mikroskop sichtbar sind, wodurch die Abbildung der mit der Drehung sich ändernden Isogyren nicht so einfach wird, als dies insbesonders für den Anfänger wünschenswert wäre.

Um nun von der zeichnerischen Darstellung der Skiodromenmodelle in verschiedenen Blickrichtungen, d. i. durchgehends orthogonale Projektionen der Raumkurven, unabhängig zu werden und gleichzeitig die gewünschte Beweglichkeit wie an dem natürlichen Präparat zu sichern, wurden folgende Versuche ausgeführt, die vielleicht als Vorlesungsversuche einiges Interesse finden könnten.

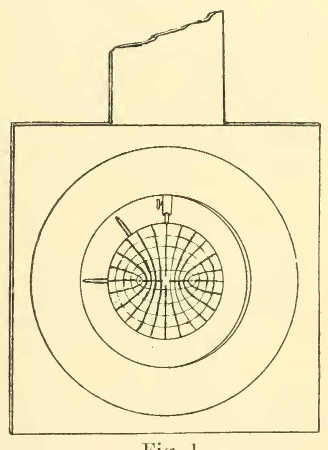


Fig. 1.

Auf hohlen Glashalbkugeln (gute Glasschalen von 5—6 cm Durchmesser) werden die Skiodromennetze gezeichnet. Am Rand der Schale ist in der Richtung eines Durchmessers ein Stäbchen angekittet, welches die zentrische Befestigung der Halbkugel in einem Rahmen gestattet. Die Hülse, in welcher der Schalenstift festgeklemmt wird, befindet sich auf einem konzentrisch drehbaren Ring im Rahmen, so daß durch die Drehung dieses Ringes in der Rahmenebene[2] die eingesetzte hohle Halbkugel um die Lichtstrahlenrichtung des Projektionsapparates drehbar ist (vergl. Fig. 1). Der Rahmen samt dem Skiodromennetz wird nämlich einfach an Stelle des für Skioptikonbilder bestimmten Rahmens eingesetzt und das Objektiv tunlichst scharf eingestellt.

[1] TSCHERMAK's min.-petr. Mitt. 24, 1. 1905.

[2] Zur handlichen Drehung des Ringes im Rahmen kann man in den Ring einen kleinen Knopf als Handhabe einschrauben.

Die doppelte Befestigung gestattet die Drehung des Netzes um die Apparatachse, genau wie bei einem Präparat auf dem Objekttisch. gleichzeitig ermöglicht sie aber auch noch eine Drehung um eine dazu senkrechte, in der Rahmenebene liegende Achse. Man kann also z. B. das Skiodromennetz eines einachsigen Kristalles zunächst so projizieren, daß die axiale Strahlenrichtung streng mit der optischen Achsenrichtung zusammenfällt. Durch eine leichte Drehung der Halbkugel um den Stift erhält man nun die Projektion des Schwingungsnetzes in einer zur Achse geneigten Richtung[1]. Damit ergibt sich auch die von Becke ausführlich beschriebene Veränderung in der Gestalt der Meridian- und Äquatorialkurven und die ganze Reihe der hiermit zusammenhängenden Erscheinungen, die besonders schön bei dem Rotieren des Bildes um die Projektionsachse zum Vorschein kommt.

Bei dem Bilde der 1. Mittellinie eines zweiachsigen Kristalles kann durch Herausdrehen der 1. Bisektrix aus der Projektionsachse sehr schön gezeigt werden, wie in dieser Schieflage eine weiter von der Achse abliegende Meridionalkurve als die der wirklichen Mittellinie angehörige sich jetzt als Gerade, in der 90°-Stellung parallel mit einem Nicolschnitt, projiziert, wodurch der Abstand von Achse und scheinbarer Mittellinie wesentlich vergrößert. d. h. also gefälscht wird. Dementsprechende 2 V-Messungen bedürfen also einer prinzipiellen Korrektur[2].

Am wertvollsten werden aber diese Projektionen zur Ableitung der Isogyren und ihrer Veränderung bei der Drehung. Man heftet dazu auf den Projektionsschirm ein großes Zeichenblatt, oder man projiziert durchscheinend auf eine große Mattglasscheibe. Stellen nun die rechteckigen Ränder der Zeichenebene die Nicolrichtungen dar, so lassen sich im projizierten Bilde leicht jene Stellen festlegen, wo die Tangenten an die Kurven je einer der Nicolrichtungen, d. h. einem Blattrande, parallel laufen bezw. zur anderen Richtung normal stehen. Diese Punkte, mit Kohle oder Farbkreiden notiert und auf dem hellen Felde mit Linien verbunden, geben das Bild der Isogyre, wie sie der projizierten Stellung des Skiodromennetzes zukommt. Natürlich läßt sich dabei für jede beliebige Drehung des Netzes die Konstruktion ausführen. Man erhält die Typen der „Pendel“- und „Fächer“-Isogyren, die fundamentalen Unterschiede im Verhalten der Isogyren ein- und zweiachsiger Kristalle u. v. a. Auch der Nachweis, daß in einigem Abstand von der Mitte des Gesichtsfeldes die Isogyrenableitung

[1] Es ist dies allerdings keine streng orthogonale Projektion, da die projizierenden Strahlen nicht parallel sind, doch sind die Unterschiede völlig zu vernachlässigen.

[2] Becke: Optische Untersuchungsmethoden. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 75. p. 57. 1904.

bei Äquatorial- und Meridiankurven nicht zu dem gleichen Resultat führt („Partialisogyren"), ist leicht zu erbringen [1].

Zu der dargestellten Ableitung sind folgende auf Halbkugeln gezeichnete Netze zweckmäßig: I. Einachsige Netze: 1. Achse im Pol der Halbkugel, 2. Achse in dem durch den Stift festgelegten Durchmesser. II. Zweiachsige Netze: a) mit kleinen 2 V: 1. Erste Mittellinie im Pol der Halbkugel, Befestigungsstifte an der 2. Mittellinie, an der optischen Normalen und in einer Zwischenlage zwischen beiden; 2. Zweite Mittellinie im Pol der Halbkugel, wieder 3 Befestigungsstifte analog jenen im vorigen Netze; 3. Optische Normale im Halbkugelpol; b) mit $2 V = 90^0$: 1. Mittellinie im Pol, 2. eine Achse im Halbkugelpol. Es sind also 7 Netze empfehlenswert. Wenn man die projizierten Kurven zur Darstellung der Geschwindigkeitsverhältnisse, nicht der Schwingungsrichtungen benützen will, kann, wie in den käuflichen Skiodromenmodellen, durch Verwendung von roten und schwarzen Farben in der Netzzeichnung auch der Unterschied in der Geschwindigkeit (α' und γ') zur Projektion gebracht werden.

Die geschilderten Versuche wurden bei der 85. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien vorgeführt.

Zur Kenntnis einiger allophanoidartiger Tone.

Von **B. Aarnio** in Helsingfors.

Mit 1 Abbildung.

Durch Vermittlung von Prof. Dr. H. Stremme-Berlin erhielt ich drei Tone zur Untersuchung, von denen zwei Dr. C. Gäbert-Leipzig und einen k. k. Berghauptmann Hofrat Dr. R. Canaval-Klagenfurt gesammelt hatte.

Die von Dr. Gäbert gesammelten Tone waren ein talkartiges, grünlich-graues Material, das mit Wasser seifig wurde und schäumte, und eine gelbbraune, sich fettig anfühlende weiche Masse lieferte. Beide waren lufttrocken. Über diese beiden schreibt Dr. Gäbert:

„Die grünlichgrau aussehende, mehr talkige Masse I stammt aus der Gegend von Mühlbach-Szaszebes (westlich von Hermannstadt) in Siebenbürgen. Der Besitzer der Lagerstätte hat mir aber den Fundpunkt aus geschäftlichen Gründen nicht genau angegeben. Mühlbach liegt am Flusse Sebes in der Niederung. Das Gestein muß also immerhin in größerer Entfernung von dem Ort anstehen (im Gebirge). Unter Zusatz geeigneter Substanzen läßt sich aus dem Gestein sehr leicht eine grobe Waschseife herstellen.

[1] Entsprechend eingesetzte Blenden erlauben es, alles Überflüssige außer der projizierten Netzpartie fernzuhalten.

Stücke solcher Seife, die fast nur aus der talkartigen Substanz mit einem nur geringen Zusatz von Seifenmasse bestehen, habe ich selbst gesehen. Es war sogar beabsichtigt, eine Seifenfabrik auf dem Vorkommen zu bauen. Ob dies geschehen ist, weiß ich aber nicht.

Die gelbbraune, sich fettig anfühlende und in Wasser eigentümlich gelartige Beschaffenheit annehmende Masse (II) stammt aus Galizien, südöstlich vom Kamulaberge, einige Schritte bachaufwärts von den Gehöften Zadebra, nahe bei Swirz. Bei den Häusern von Zadebra und in der weiteren Umgebung steht ein vorwiegend horizontal lagernder, in Bänke gesonderter, feinkörniger Sandstein an. Auf Klüften, die diesen Sandstein vorwiegend vertikal, aber auch horizontal durchsetzen, und die bis zu 10 cm mächtig werden, fand ich an einigen Stellen die braune Masse ausgeschieden, mitunter die ganze Kluft erfüllend. Nach der ganzen Art des Auftretens ist dieselbe auf Sickerwässer zurückzuführen, die in Sandstein zirkuliert haben. Wahrscheinlich ist also das Zement der winzigen Sandsteinkörnchen (tonige Substanzen, Spuren von Eisen und löslicher Kieselsäure, Spuren von Kalk etc.) durch Sickerwässer gelöst und auf den Klüften abgesetzt worden. Bei Zadebra schneidet sich ein kleiner Bachlauf tief und steil in die Sandsteinformation ein; an der linken Steilwand sind die Sandsteinbänke entblößt, aus deren Klüften ich die braune Masse entnommen habe. Steigt man von dem Steilufer hinauf auf das mindestens

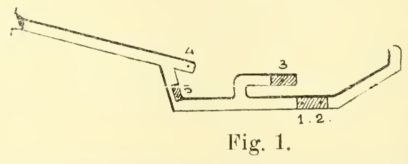


Fig. 1.

Schurfbau Girardi in Canezza bei Pergine, S.-T. 1 : 1000.

50 m höher gelegene Plateau, so bemerkt man, daß der hier anstehende, einen höheren Horizont repräsentierende Sandstein schwach kalkig wird und außerdem zahlreiche, etwa faustgroße *Lithothamnium*-artige Knollen enthält. Die Sandsteinformation, in welcher die bemerkten Klüfte auftreten, dürfte Senon sein."

Hofrat Canaval schreibt über das von ihm gesammelte Material (III):

Bemerkungen

über den Schurfbau des Herrn G. Girardi in Canezza bei Pergine in Südtirol.

Der aus einem Stollen bestehende Bau liegt östlich von Canezza am Rande des Flußbettes der Fersina in 594 m Seehöhe

und ungefähr 35 m nördlich von der Etschel-Mühle an der Ausmündung des Rigolor-Baches.

Der Stollen durchfährt anfänglich Erratikum und erreicht in 32 m das Grundgebirge, in dem von den Alten ausgedehnte Verhaue auf den kiesigen Erzmitteln eines ca. 10 m mächtigen Fahlbandes betrieben wurden, welches aus mit Pyrit imprägniertem Chloritschiefer besteht, der unter 65° nach N verflacht.

Das bis jetzt ausgefahrene Streckenwerk der Grube, über welches nach einer Aufnahme mit dem Handkompaß beiliegende Skizze angefertigt wurde, befindet sich fast ganz im Alten Mann.

Der letztere besteht aus pyrithaltigen, z. T. im Innern noch recht frischen Fahlbandbruchstücken, zwischen welchen sich Eisenoxydate und ein weißes bis gelbliches Gel ablagerten.

In einem alten, durch einen Aufbruch von ungefähr 6 m Höhe zugänglichen Verhau sind auch Stalaktiten und Stalagmiten von Eisenoxydhydrat zu sehen.

Herr Prof. Dr. Stremme in Berlin, dem ich eine größere Probe von dem „fromaggio naturale" genannten Gel[1] sandte, wird eine Analyse desselben veranlassen. Es ist deshalb von besonderem Interesse, weil hier seine Bildung durch Einwirkung saurer Lösungen auf den Chloritschiefer außer Zweifel steht.

An den Punkten 1, 2, 3 und 4 treten saure Tropfwässer auf, über welche zwei Untersuchungszeugnisse der landwirtschaftlich-chemischen Versuchs- und Samenkontrollstation in Graz vom 26. Juli 1912, No 7797/98 und 7799/98, vorliegen, aus denen folgendes zu entnehmen ist:

J.-No. 7799. Acqua forte (Punkt 1).

Reaktion sehr stark.
CO_2 nicht nachweisbar.
Cl geringe Spuren.
H_2SO_4 sehr große Mengen.
Die Reaktion ist hier am stärksten.
Trockenrückstand 5,3120 g in 1 Liter
Glühverlust . . . 0,6520 „ „ 1 „
Cu . . . . 0,4808 „ „ 1 „

J.-No. 7800. Media (Punkt 2).

Reaktion sehr stark.
CO_2 nicht nachweisbar.
Cl geringe Spuren.
H_2SO_4 sehr große Mengen.
Die Reaktion ist stärker als bei J.-No. 7797, aber schwächer als bei J.-No. 7799.
Trockenrückstand 3,2236 g in 1 Liter
Glühverlust . . . 0,2440 „ „ 1 „
Cu . . . . 0,3260 „ „ 1 „

[1] Bergbutter nach der älteren Bezeichnungsweise. Vergl. Reuss, Lehrbuch der Mineralogie. 2. Teil. 3. Leipzig 1803. p. 66.

J.-No. 7797. Oltra Luraro (Punkt 3).

Reaktion schwach sauer.
CO_2 nicht nachweisbar.
Cl geringe Spuren.
H_2SO_4 erhebliche Menge.
Trockenrückstand 1,1862 g in 1 Liter
Glühverlust . . . 0,2252 „ „ 1 „
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$. 0,2112 „ „ 1 „

J.-No. 7798. Dula Tonura (Punkt 4).

Reaktion schwach sauer.
CO_2 nicht nachweisbar.
Cl geringe Spuren.
H_2SO_4 deutlich nachweisbar, aber geringer als bei J.-No. 7797.
Trockenrückstand 0,5204 g in 1 Liter
Glühverlust . . . 0,2740 „ „ 1 „

Die Probe Oltra Luraro enthält größere Mengen von Fe, Acqua forte und Media beträchtliche Mengen von Cu.

Die Wässer enthalten auch alle bemerkenswerte Mengen von H_2SO_4. Es ist anzunehmen, daß Fe bezw. Cu an H_2SO_4 gebunden sind.

Das Wasser Acqua forte (1) ist farblos, vollkommen klar und sehr sauer schmeckend, besitzt eine Temperatur von 11° C, setzt etwas Ocker ab und scheint nach einem streichenden Blatte von einem höher gelegenen alten Abbau herabzukommen.

Die Wassermenge beträgt ungefähr 1 Liter in 20 Minuten.

Das Wasser Media (2) tritt ca. 3 m von (1) aus und fällt mit diesem in einen gemeinschaftlichen, ausbetonierten Sumpf von 4,5 m Länge, 1,35 m Breite und 0,6 m Tiefe.

Die sauren Wässer 3 und 5 werden in besonderen Sümpfen gesammelt.

Aus dem Streckenstück 4 kommt schwach saures Wasser ungefähr 40 Liter in 1 Minute.

Da 20 m ober dem Stollen noch ein zweiter ganz verbrochener Stollen liegt, wäre es nicht unmöglich, daß durch den Vortrieb des jetzigen Schurfstollens noch größere Mengen saurer Wässer erschrotet werden können, die infolge ihres Gehaltes an Schwefelsäure und Kupfer Beachtung verdienen.

Die geologische Position des ganzen Vorkommens ist eine ähnliche wie in Vetriolo: im Liegenden der Quarzphyllit des Monte orno, welcher, so wie der Phyllit von Vetriolo, Erzgänge beherbergt, im Hangenden Verrucano und dann Porphyr.

Pergine, am 21. September 1912.

Dr. B. Canaval.

Als Zusammensetzung dieser Stoffe ermittelte ich nach den üblichen analytischen Methoden:

	I Gew.-%	Ia Mol.-Zahlen		II Gew.-%	IIa Mol.-Zahlen		III Gew.-%	IIIa Mol.-Zahlen	
SiO_2 . . .	57,58	7		50,17	5,47		7,48	1,17	
Al_2O_3 . .	14,01	1		15,58	1,0		10,86	1,0	
Fe_2O_3 . .	2,65	0,12		2,18	0,09		1,96	0,12	
FeO . . .	—			—			—		
TiO_2 . .	Spur			Spur			—		
CaO . . .	2,60	0,33	1,09	2,51	0,29	1,02	0,20	0,03	0.20
MgO . .	2,95	0,51		3,95	0,65		0,48	0,11	
K_2O . . .	1,69	0,13		0,96	0,06		0,11	0,01	
Na_2O . .	0,96	0,12		0,16	0,02		0,35	0,05	
P_2O_5 . .	0,12	0,06		0,16	0,08		Spur	—	
SO_3 . . .	—			—			0,44	0,05	
H_2O (bei 105° C)	14,60	5,92		19,13	6,95		71,93	37,66	
Glühverlust	3.29	1,19		4,75	1,72		5,94	3,11	
Summe .	100,45			99,55			99,75		
Hygroskopizität	26,05 %			33,47 %			28,27 %		

(nach Rodewald-Mitscherich).

Den relativ höchsten Kieselsäuregehalt hat von diesen Stoffen also der Seifenstein, der im Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2$ mit 1 : 7 fast dem des Mathazit (Breithaupt) mit 1 : 7,98 entspricht. No. III hat die Zusammensetzung eines Allophans. Gemeinsam ist den drei Stoffen, daß der Hauptwassergehalt bei 105° C flüchtig ist. Gegenüber diesem flüchtigen Teil bleiben nur relativ kleine Mengen zurück und sind als Glühverlust bestimmt. Die Hygroskopizität ist hoch. Da als Hygroskopizität des nach völligem Austrocknen des Stoffes über Phosphorpentoxyd im Vacuum wiederaufgenommene Wasser in Gewichtsprozenten festgestellt wird, so ist bei I und II mehr Wasser wiederaufgenommen worden, als ursprünglich in der lufttrockenen Substanz vorhanden war. Da das Wasser bei der Hygroskopizitätsbestimmung aus einer Atmosphäre aufgenommen wird, welche über 10%iger Schwefelsäure steht, so ist also bei beiden Stoffen die Variabilität im Wassergehalt entsprechend der Dampfspannung der Umgebung recht beträchtlich. Nach diesen Daten über das Wasser liegen bei allen dreien mindestens kolloidreiche, wenn nicht völlig kolloidale Stoffe vor. Die Hygroskopizität des Kaolins beträgt etwa 6, die eines bergfeuchten Allophans von Unterdorf mit 66 % H_2O betrug 40,99 %[1], künstlich hergestellte Kolloide von SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, Humus 40—60 %.

[1] H. Stremme und B. Aarnio, Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. p. 346.

Mit den drei Tonen wurden Löslichkeitsversuche angestellt. Es wurden von I und II je 2 g Substanz, von III 5,1985 mit je 200 ccm Salzsäure (spez. Gew. 1,19) bezw. Normalessigsäure 24 Stunden bei Zimmertemperatur in der Schüttelmaschine geschüttelt. Es lösten sich von I in der Salzsäure 21,95 %; unlöslich blieben (nur diese Menge wurde bestimmt) 78,05 %, davon waren 64,2 % SiO_2, in der Essigsäure 19,51 %; von II in der Salzsäure 27,81 %, unlöslich blieben 72,19 %, davon waren 66,2 % SiO_2, in der Essigsäure 23,95 %; von III in der Salzsäure 92,89 %, in der Essigsäure 84,39 %. Unlöslich blieben von III in der Salzsäure 7,11 %, also weniger als die Kieselsäure in der Zusammensetzung beträgt. Der unlösliche Rest wurde mit Flußsäure behandelt. Von 0,3694 g ließen sich 0,3652 g verflüchtigen, waren also SiO_2. Es blieben zurück 0,0042 g, also 0,08 % der angewandten Substanz. Danach war bis auf diesen minimalen Rest die ganze Substanz aufgeschlossen worden. In Essigsäure suspendierte sich die Bergbutter (III). Die Flüssigkeit lief trübe durch das Papierfilter. Erst als ich die Trübe durch einen amerikanischen Alunduntiegel (porösen Tiegel aus Aluminiumoxyd) vor der Saugpumpe schickte, erhielt ich eine klare, aber noch etwas opalisierende Lösung. Das Filtrieren der 200 ccm dauerte drei Tage. Auf dem Tiegel zurückgeblieben waren 15,61 %. Es zeigte sich also hier die gleiche Erscheinung, die schon van der Leeden[1] bei einem frischen, feuchten Allophan von Unterdorf beobachtet hatte, so entstand bei der Behandlung mit der verdünnten Essigsäure ein Sol.

Nach diesen Löslichkeitsversuchen ist III in der Tat ein Allophan. Es möge dahingestellt bleiben, ob von den beiden anderen Tonen nur die gelösten Mengen Allophanoid-Substanz sind oder mehr. Der Eingriff mit Säure ist nur schwach gewesen.

Bemerkenswert ist bei I und II die erhebliche Basenmenge, deren Summe (von CaO, MgO, K_2O, Na_2O) im Molekül die der Tonerde etwas übertrifft, dagegen die Summe der Sesquioxyde nicht ganz erreicht. Im Allophan No. III ist die Summe der Basen nur $\frac{1}{5}$ von der Tonerde. Mit I und II unternahm ich je einen Absorptionsversuch. Ich schüttelte je 5 g 3 Stunden lang mit 250 ccm Knop'scher Lösung, welche 5 g NH_4Cl in 1 Liter H_2O enthielt. Der Seifenstein absorbierte 0,0163 g Cl und 0,06087 g NH_4; No. II 0,0274 g Cl und 0,06215 g NH_4. Darauf wurden dieselben Mengen nochmals mit je 250 ccm der Lösung, diesmal 24 Stunden geschüttelt. Es wurden absorbiert 0,0278 g Cl und 0,01511 g NH_4, bezw. 0,0207 g Cl und 0,02557 g NH_4. Insgesamt also vom Seifenstein 0,0441 g Cl und 0,07598 g NH_4, von No. II 0,0481 g Cl und 0,08772 g NH_4. Diese Mengen ent-

[1] H. Stremme und B. Aarnio, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. p. 341.

sprechen 0,18 Mol. Cl und 0,62 Mol. NH_4 beim Seifenstein und 0,18 Mol. Cl bezw. 0,64 Mol. NH_4 bei No. II. Sie sind als sehr hoch zu bezeichnen. Da die Basenmenge wesentlich überwiegt, so kann man nach van Bemmelen's bekannten Versuchen annehmen, daß ein Austausch gegen die vorhandenen Basen stattgefunden hat. Außer diesem Austausch ist aber noch eine beträchtliche Absorption vermutlich von unzersetztem Chlorammonium erfolgt. Als Überschuß über die Salzabsorption ergibt sich 0,44 bezw. 0,46 Mol. NH_4 oder 0,34 bezw. 0,36 Mol. N oder 0,64 bezw. 0,67 Mol. $(NH_4)_2O$. Es dürften also $\frac{2}{3}$ der Gesamtmengen der Basen gegen Ammonium ausgetauscht worden sein. Sehr bemerkenswert ist die im Molekularverhältnis zur Tonerde fast genau gleiche Absorption der beiden verschiedenen Tone, die beweist, daß sie einheitlich gebaut sind. Entweder sie sind also vollständig als Allophanoide anzusprechen, oder sie enthalten gleiche Mengen von Allophanoiden neben gleichen Mengen anderer Tonmineralien (z. B. Kaolin). Wahrscheinlicher ist der erstgenannte Fall, doch kann dies noch nicht als sicher bewiesen gelten, da nach der Definition der Allophanoide von H. Stremme diese von Salzsäure völlig zersetzt werden, was nach dem wenig eingreifenden Versuch mit Salzsäure nicht sicher feststeht. Die festere äußere Beschaffenheit des Seifensteins stimmt gut zu seinem geringeren Wassergehalt, einer geringeren Hygroskopizität, geringeren Löslichkeit und geringeren Ammoniumabsorption. Es dürfte also zwischen diesen Eigenschaften ein Zusammenhang existieren.

Agrogeologisches Laboratorium der Geol. Kommission in Finnland.

Zur Erklärung der Becke'schen Linie.

Von **K. Schlossmacher** in Heidelberg.

Mit 2 Textfiguren.

Will man sich, zur Erklärung der Erscheinung der Becke-schen Linie, eine Vorstellung über die Verteilung der Lichtstrahlen nach dem Durchgang durch eine Grenzfläche machen, so erhält man diese am klarsten und einwandfreiesten aus einer analytischen Betrachtung des Gesetzes, das diesen Vorgang beherrscht. Für den Übergang eines Lichstrahles aus einem Medium in ein anderes wird die Abhängigkeit der Winkel y (Fig. 1), die die gebrochenen Strahlen mit dem Einfallslot bilden, von den Winkeln x, die die einfallenden Strahlen mit dem Einfallslot bilden, durch das Snellius'sche Gesetz ausgedrückt. Es ist:

$$\frac{\sin x}{\sin y} = k$$

(wobei k eine Konstante ist, die sich aus dem reziproken Quotienten des Brechungsexponenten ergibt).

Aus diesem Gesetz sollen die Beziehungen zwischen x und y für das Gebiet von $x = 0^0$ bis 180^0 (im Sinne der Pfeile in Fig. 1) abgeleitet und in einer Kurve dargestellt werden; im Anschluß daran soll die physikalische Bedeutung dieser Ableitung erörtert werden. Dabei kann der spezielle Fall, wo $k = 1$, unberücksichtigt gelassen werden, da hierzu Gleichheit der Brechungsexponenten erforderlich ist.

Im Quadranten I und III (Fig. 1) besteht die Beziehung $\frac{\sin x}{\sin y} = k$, wobei k eine positive Zahl, größer als 1 ist. Es ist also:

$$y = \arc\sin\left(\frac{1}{k} . \sin x\right)$$

$$\frac{dy}{dx} = \frac{\cos x}{\sqrt{k^2 - \sin^2 x}}$$

für $x = 0^0$ ist	$y = 0^0$. Die Kurve beginnt im Nullpunkt.	$\frac{dy}{dx} = \frac{1}{k}$. Die Tangente an die Kurve bildet mit der x-Achse einen Winkel $< 45^0$.
für $x = 90^0$ ist	$y = \arc\sin\frac{1}{k}$ Grenzwinkel der Totalreflexion, stets $< 90^0$.	$\frac{dy}{dx} = 0$. Die Tangente verläuft parallel zur x-Achse.

Um zu sehen, ob das Abnehmen des Differentialquotienten für Werte von $x = 0^0$ bis 90^0 ein ununterbrochenes ist, d. h. ob die Kurve des Differentialquotienten in diesem Gebiet ohne Knick verläuft, haben wir den Differentialquotienten zweiter Ordnung zu bilden und zu suchen, ob es Werte für x zwischen 0^0 und 90^0 gibt, die diesen zu Null machen. Es ist:

$$\frac{d^2 y}{dx^2} = \frac{-\sqrt{k^2 - \sin^2 x} . \sin x + \cos x \, \frac{1}{2}(k^2 - \sin^2 x)^{-\frac{1}{2}} . 2 \sin x . \cos x}{k^2 - \sin^2 x}$$

$$= \sin x \, \frac{1 - k^2}{(k^2 - \sin^2 x)\sqrt{k^2 - \sin^2 x}} .$$

Es gibt keinen Wert für x zwischen 0^0 und 90^0, der diese Gleichung zu Null macht. Der Wert $x = 0$ selbst erfüllt diese Forderung. Für unsere Überlegung kommt dieser Wert nicht in Betracht, da die Gestalt der Kurve beim Übergang von negativen zu positiven Winkeln, d. h. hier von Quadrant IV zu Quadrant I, nur von analytischem Interesse ist.

Das Konvergieren des ersten Differentialquotienten gegen 0 beim Fortschreiten von x gegen 90^0 hin bedeutet geometrisch ein Flacherwerden der Tangente an die Kurve, d. h. ein immer langsameres Wachsen von y bei gleichmäßig zunehmendem x, physikalisch eine Häufung von Lichtstrahlen.

Wächst nun x über 90^0 hinaus, so bewegt sich der einfallende Strahl im Quadranten II im Gebiete der Totalreflexion bis $x = 180^0 - \arcsin\frac{1}{k}$, dem Grenzwinkel der Totalreflexion. Der zu diesem x gehörige totalreflektierte Strahl liegt im Quadranten III; dabei entspricht einer Zunahme von x eine gleiche Abnahme von y. Der Differentialquotient hat also den Wert -1. Die Kurve verläuft von $y = 90^0$ für $x = 90^0$ bis $y = \arcsin\frac{1}{k}$, für $x = 180^0 - \arcsin\frac{1}{k}$ als gerade Linie, es bleibt gleiche Verteilung der Lichtstrahlen bestehen.

Wird nun x im Quadranten II größer als $180^0 - \arcsin\frac{1}{k}$ und wächst bis 180^0, so liegt der gebrochene Strahl im Quadranten IV. Die Beziehung zwischen x und y lautet dann:

$$\frac{\sin(180-x)}{\sin(180-y)} = \frac{1}{k}.$$

Setze ich vorübergehend:

$$x = 90 + \xi$$
$$y = 90 + \eta,$$

so erhalte ich:

$$\frac{\cos\xi}{\cos\eta} = \frac{1}{k}$$
$$\eta = \arccos(k\cos\xi)$$
$$\frac{dy}{dx} = \frac{k\sin\xi}{\sqrt{1-k\cos^2\xi}}$$

Dieser Differentialquotient ist positiv, solange $k^2\cos^2\xi < 1$ ist, d. h. für das Gebiet von $\xi = \arccos\frac{1}{k}$ bis $\xi = 90^0$

für $\xi = \arccos\frac{1}{k} = 90 - \arcsin\frac{1}{k}$ (Grenzwinkel der Totalreflexion), d. h. $x = 180 - \arcsin\frac{1}{k}$	ist $\eta = 0^0$, d. h. $y = 90^0$	$\frac{d\eta}{d\xi} = \infty$. Die Tangente steht $\perp$ auf der x-Achse.
für $\xi = 90^0$, d. h. $x = 180^0$	ist $\eta = 90^0$, d. h. $y = 180^0$. Die Kurve endet für $x = 180^0$ bei $y = 180^0$.	$\frac{d\eta}{d\xi} = k$. Die Neigung der Tangente ist stärker als 45^0.

Bildet man wieder zur selben Überlegung wie oben den Differentialquotienten II. Ordnung, so erhält man:

$$\frac{d^2\eta}{d\xi^2} = \sqrt{1-k^2\cos^2\xi}\, k\cos\xi - k\sin\xi\,\tfrac{1}{2}(1-k^2\cos^2\xi)^{-\frac{1}{2}}\, 2\cos\xi\, k^2\sin\xi$$
$$= \cos\xi\,\frac{k(1-k^2)}{(1-k^2\cos^2\xi)\sqrt{1-k^2\cos^2\xi}}.$$

Es gibt keinen Wert zwischen $\xi = \arccos \frac{1}{k}$ und $\xi = 90^0$, der diese Gleichung zu Null macht, d. h. die Tangente geht allmählich von größter Steilheit (⊥ zur x-Achse) zu geringerer Steilheit $\left(\frac{d\eta}{d\xi} = k\right)$ über. (Für den Wert $\xi = 90^0$ gilt das bei der analogen Betrachtung oben Gesagte.)

Die Betrachtung des Differentialquotienten zeigt hier, daß an keiner Stelle eine Häufung von Lichtstrahlen eintritt, sondern überall eine Auseinanderziehung stattfindet.

Die Ableitung in dieser Form ist mathematisch nicht ganz konsequent, da die Kurve nicht als ein Ganzes der Betrachtung

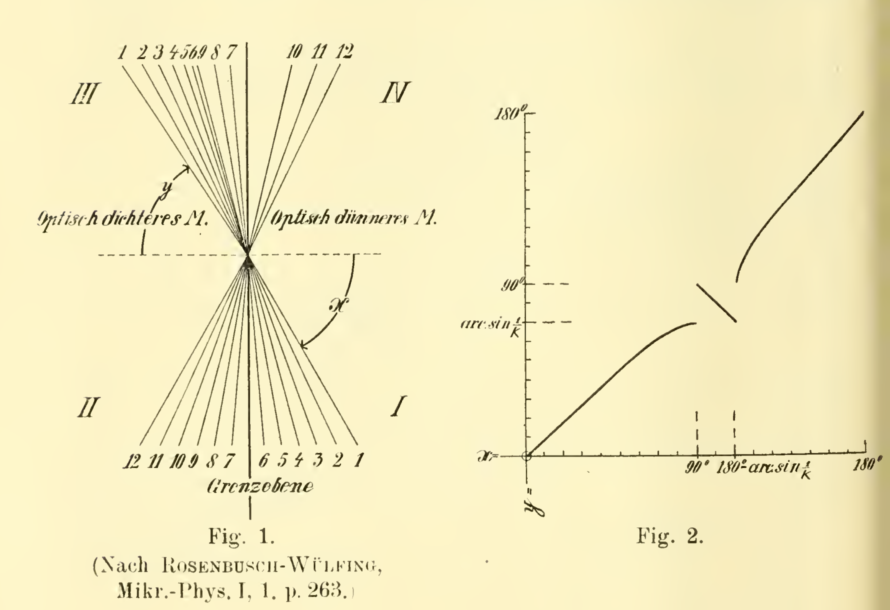


Fig. 1.
(Nach ROSENBUSCH-WÜLFING, Mikr.-Phys. I, 1. p. 263.)

Fig. 2.

unterzogen, sondern in drei durch den physikalischen Vorgang gegebene Gebiete zerlegt worden ist. Für jedes dieser Gebiete wurde das Gesetz der Beziehung zwischen x und y aufgesucht und daraus der Verlauf der Kurve innerhalb dieses Gebietes abgeleitet. Diese Vereinfachung erschien angebracht, da die andere, wegen der Unstetigkeit der Kurve nicht so einfache Form der Ableitung außer dem Verlauf in den Grenzen der Gebiete, der nur von analytischem Interesse ist, nichts Neues gebracht hätte.

Aus den drei Stücken, die aus der Betrachtung der drei Gebiete einzeln erhalten wurden, läßt sich nun das Bild der Kurve (Fig. 2; $k = 1{,}064$) zusammensetzen, wobei natürlich der Verlauf in den Grenzen der Gebiete nicht eingetragen werden kann.

Die Kurve ergibt ein klares Bild des physikalischen Vorganges. Aus einem in gleichmäßiger Verteilung der Strahlen auf die Grenzfläche auffallenden Lichtbüschel geht nach dem Durchgang durch die Grenzfläche ein Lichtbüschel in unregelmäßiger Verteilung hervor. Die Art der Unregelmäßigkeit ergibt sich ohne weiteres aus der Betrachtung der Kurve und ihrer Tangenten. Eine ausgesprochene Häufung von Strahlen (Differentialquotient konvergiert gegen 0) liegt auf der Seite des optisch dichteren Mediums in der Gegend des Grenzstrahles der Totalreflexion jenseits des Gebietes der totalreflektierten Strahlen.

Bei der Betrachtung eines eingebetteten mikroskopischen Präparates zweier aneinandergrenzender Medien haben wir es nun mit einem System von fünf Grenzflächen, von denen vier horizontal, eine vertikal, liegen, zu tun. Beim Durchgang eines auf die untere Seite des Präparates in gleichmäßiger Verteilung auffallenden Lichtbüschels kommt also eine mehrfache Summation von Anhäufungen und Auseinanderziehungen der Strahlen zustande. Für das Endresultat, die Verteilung der Lichtstrahlen nach dem Austritt aus dem Deckglas, ist jedoch nur d a s Moment der Verteilungsänderung maßgebend, das durch die vertikale Grenzfläche eingeführt wird; dies läßt sich ohne weiteres verstehen, wenn man daran denkt, daß bei nur vorhandenen horizontalen Grenzebenen keine Verteilungsänderung durch das System erfolgt. Die vertikale Grenzebene bringt nun eine starke Verdichtung in der Gegend des Grenzwinkels der Totalreflexion zustande, die auch als solche in das Endresultat eingeht. Die Totalreflexion an der vertikalen Grenzfläche wirkt nur wie eine Verlegung eines Gebietes von wiederhergestellter ursprünglicher Verteilung auf die Seite des optisch dichteren Mediums. Es ist dies das Gebiet zwischen vertikaler Grenzfläche und Richtung des totalreflektierten Strahles, das an die Zone stärkster Strahlenanhäufung kontrastbildend angrenzt. Beim Heben des Tubus wird man nur die Zone stärkster Beleuchtung, da es sich um eine Richtung handelt, nach der Zone des optisch dichteren Mediums hin wandern sehen.

Aus dieser kurzen theoretischen Betrachtung geht also hervor, daß bei vertikaler Grenzebene der Grund für die Erscheinung, die man als Becke'sche Linie zu bezeichnen pflegt — eine beim Heben des Tubus nach der Seite des dichteren Mediums wandernde Lichtlinie —, lediglich in dem W e s e n d e r F u n k t i o n $\frac{\sin x}{\sin y} = k$, die in der Optik als Snellius'sches Gesetz auftritt, zu suchen ist. Bei geneigter Grenzfläche, und bei stärkerer Neigung in immer höherem Maße, wird die Erscheinung eine komplexe, indem die Vorgänge, die G. W. Grabham (Min. Mag. 15. 1910. No. 72. p. 335) beschreibt, sich an dem Effekt beteiligen.

Über die physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Entgegnung an R. Gans.

Von **H. Stremme** in Berlin.

Mit großem Interesse habe ich die Arbeit von R. Gans „Über die chemische und physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate“ [1] gelesen, welche sich in so ausführlicher Weise hauptsächlich mit den von van Bemmelen, Wiegner, Hissink (und zahlreichen ungenannten anderen Forschern) und auch von mir [2] vertretenen Ansichten beschäftigt.

R. Gans legt bei seinen Studien über die „Aluminatsilikate“ das Hauptgewicht auf die von ihm vermutete Bindung zwischen der Tonerde und der Base, während ich selbst mich in einer Arbeit über die gemengten Gele [2] mit dem Verhalten der Base kaum beschäftigte, sondern fast lediglich den möglichen Zusammenhang zwischen Tonerde und Kieselsäure im Auge hatte. Gans identifiziert z. T. seine Aluminatsilikate mit meinen gemengten Gelen. Die Aluminatsilikate wären „gemengte Gele“ mit bestimmten, konstanten Molekularverhältnissen der einzelnen Bestandteile und infolge dieser Konstanz keine Gemenge, sondern Verbindungen, aber dies nur in besonderen Fällen. Doch bezieht sich, was Gans in Sperrdruck über die konstanten Molekularverhältnisse bei seinen Aluminatsilikaten sagt, in erster Linie auf das unter gewissen Bedingungen anscheinend konstante Verhältnis zwischen Tonerde und Base und höchstens untergeordnet auf das Verhältnis zwischen Tonerde und Kieselsäure. Gans hält beides nicht streng auseinander.

Die vielen Tatsachen, welche Gans aus der Literatur und nach den eigenen Versuchen zusammenstellt, zeigen immer wieder, daß die Tonerde in den Tonerde-Kieselsäuregelen stets in gleicher Weise reagiert, gleichgültig, wieviel Kieselsäure vorhanden ist. Alle möglichen Zahlen weist das Verhältnis von Tonerde zur Kieselsäure auf, während die Base anscheinend unabhängig von der Kieselsäuremenge der Tonerde folgt. Daher steht das Verhalten der Tonerde zur Base in keinem Zusammenhang mit der Frage der Bindung von Tonerde und Kieselsäure. Aus der nachstehenden Erörterung scheide ich infolgedessen alles aus, was sich auf Tonerde-Base bezieht (ohne damit der Gans'schen Annahme einer Verbindung zwischen der Tonerde und der Base in den Gelen zustimmen zu wollen. Da hierin speziell die Versuche von Hissink und Wiegner kritisiert werden, so bleibt diesen Autoren die Beantwortung überlassen).

Während ich selbst bei meinen Versuchen über das Verhältnis

[1] Dies. Centralbl. 1913. No. 22 u. 23, besonders p. 700—712.
[2] Dies. Centralbl. 1908. p. 622.

von Tonerde und Kieselsäure mehrfach die Umstände änderte, untersucht Gans nur die Fällungen von Tonerde-Kieselsäuregelen, wenn diese ursprünglich in alkalischen Lösungen waren. Doch hat Gans den vielleicht wichtigsten Versuch nicht angegeben: wenn die Einzellösungen von Tonerde und Kieselsäure gleiche Konzentration der Natronlauge haben, dann ergibt ihre Mischung keine Fällung. Wenn aber Konzentrationsunterschiede vorliegen oder die Lauge so weit abgeschwächt wird, daß auch jedes der Gele allein niederschlagen würde, so entstehen die gemeinsamen Fällungen. Hieraus folgt, daß an sich hierbei eine Reaktion zwischen der Tonerde und der Kieselsäure nicht eintritt, sondern die Fällungen sich lediglich den Änderungen des Gleichgewichts anpassen.

Den Kernpunkt der Gans'schen Ausführungen, soweit sie die Ansicht von der chemischen oder physikalischen Natur nicht von Tonerde und Base, sondern der Tonerde-Kieselsäure betreffen, sehe ich in den folgenden Sätzen: „Arbeitet man jedoch mit größeren Überschüssen freier fixer Alkalien, so erhält man auch eine Konstanz des Verhältnisses $Si O_2 : Al_2 O_3$. So resultiert bei Anwendung gewisser Mengen Natriumsilikat und Natriumaluminat immer auf 3 Mol. $Si O_2$ je 1 Mol. $Al_2 O_3$ und 1 Mol. Base; erhöht man aber den Gehalt an Natriumsilikat, so ergab sich die Zusammensetzung 4 Mol. $Si O_2$, 1 Mol. $Al_2 O_3$, 1 Mol. Base. Den Gehalt an Mol. $Si O_2$ wird man vermutlich durch weiteren Zusatz von Natriumsilikat noch erhöhen können. Jedenfalls erhält man unter Innehaltung derselben Bedingungen immer die gleichen Molekularverhältnisse. Grundbedingung für das Zustandekommen dieser Konstanz der $Si O_2$ ist, daß im Reaktionsgemisch eine genügende Menge freien Alkalihydrats verbleibt, welches die überschüssige Kieselsäure in kristalloider Lösung erhält, die sonst als Kolloid durch die kolloidale $Si O_2$-$Al_2 O_3$-Verbindung mit zur Ausfällung gelangt und die letztere verunreinigt."

Hier glaubt Gans eine Versuchsanordnung gefunden zu haben, bei welcher konstante Molekularverhältnisse auch zwischen Kieselsäure und Tonerde zur Abscheidung kamen. Aber wie sehen diese konstanten Molekularverhältnisse aus? Unter nicht angegebenen Bedingungen bei Anwendung „gewisser" Mengen fallen 3 Mol. $Si O_2$ auf 1 Mol. $Al_2 O_3$; nimmt man aber mehr $Si O_2$-Lösung, so fallen 4 Mol. $Si O_2$: 1 Mol. $Al_2 O_3$, „vermutlich" bei noch größerem Zusatz noch mehr $Si O_2$. Man wird ohne weiteres folgern dürfen, bei Anwendung von weniger $Si O_2$-Lösung fallen auch geringere Mengen an $Si O_2$, z. B. 2 $Si O_2$: 1 $Al_2 O_3$, 1 $Si O_2$: 1 $Al_2 O_3$. D. h. Gans erhält konstante Verhältnisse, wenn er die zur Ausfällung bestimmter Zusammensetzungen notwendigen Mengen an Natriumsilikat und Natriumaluminat immer wieder unter den gleichen Bedingungen aufeinanderwirken läßt. In entsprechender Weise hatte ich, was Gans übersieht, konstante Molekularverhältnisse erhalten,

wenn ich Lösungen mit bestimmtem Gehalt an Al_2O_3 und SiO_2 unter Herstellung einer neutralen Endkonzentration aufeinander wirken ließ. Die hierbei entstehenden Fällungen enthielten die Gesamtmenge der Tonerde und der Kieselsäure.

Bei Anwesenheit von Elektrolyten beeinflussen diese die Ausfällung in erheblichem Maße. Wichtiger als das Arbeiten mit elektrolythaltigen Lösungen ist daher das mit reinen, elektrolytfreien. Im Verfolg seiner Studien über die Ausfällung des Eisens in Podsolböden hat B. Aarnio [1] nach einer freundlichen Mitteilung untersucht, in welchen Verhältnissen positives Tonerdehydrosol und negatives Kieselsäurehydrosol einander fällen. Beim Vermischen der elektrolytfreien Sole trat stets vollständige Fällung ein, wenn Tonerde und Kieselsäure sich verhielten wie $1\ Al_2O_3 : 0{,}73\ SiO_2$ bis $1\ Al_2O_3 : 14{,}63\ SiO_2$. Bestimmte stöchiometrische Verhältnisse sind hier so wenig festzustellen, wie sie in Böden und Tongesteinen vorkommen, in welchen schon nach den Untersuchungen von Aarnio und mir [2] Tonerde und Kieselsäure schwanken zwischen 1 : 1,19 und 1 : 14 — eine auffallende Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Aarnio's Fällungsversuchen. Doch lasse ich dahingestellt, ob diese Übereinstimmung mehr als zufällig ist.

Derart konstante Molekularverhältnisse, welche allein schon genügten, die Annahme einer Verbindung zwischen der Tonerde und der Kieselsäure zu rechtfertigen, sind also nicht zu erhalten. Einen Versuch, auf anderem Wege als dem der einfachen Ausfällung das Bestehen einer Verbindung zwischen Tonerde und Kieselsäure zu erweisen, hat Gans nicht unternommen. Was wäre aber bei einer solchen Grundlage nicht alles Verbindung!

Was nun noch die Bezeichnung „zeolithische" oder „zeolithartige" Silikate anlangt, welche Gans für die kolloidalen, wasserhaltigen Aluminatsilikate vorschlägt, so ist diese zu verwerfen. Die Gruppe der Zeolithe besteht keineswegs nur aus Mineralien, welche starken Basenaustausch besitzen, sondern Gans selbst hat festgestellt [3], daß Apophyllit, welcher keine Tonerde enthält, auch keinen Austausch hat. Genauer wäre also die Bezeichnung „tonerdezeolithische" Silikate.

Aber der von Gans untersuchte Analcim zeigte selbst bei erhöhter Temperatur einen so geringen Austausch, daß Gans ihn nicht als „Aluminatsilikat" ansah, sondern darin anfangs ein „Ton-

[1] B. Aarnio, Experimentelle Untersuchungen zur Frage der Ausfällung des Eisens in Podsolböden. Intern. Mitt. Bodenk. 1913.

[2] H. Stremme und B. Aarnio, Die Bestimmung des Gehaltes anorg. Koll. etc. Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. p. 337.

[3] R. Gans, Zeolithe und ähnliche Verbindungen etc. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1905. 26. p. 179; — Konstitution der Zeolithe etc. Ebenda. 1906. p. 63.

erdedoppelsilikat“ vermutete. Demgegenüber haben Lemberg und Thugutt vollständigen Basenaustausch des Analcim bei erhöhter Temperatur beobachtet. Gans benutzte einen Analcim von der Seißer Alpe, welcher 14,05 % Al_2O_4, 8,98 % CaO, 0,18 % H_2O bei 105°, 10,72 % Glühverlust aufwies. Unter den 56 Analcimanalysen, welche Hintze in seinem Handbuche zusammenstellt, haben nur 2 einen ähnlich hohen Wassergehalt, die übrigen durchschnittlich nur 8—9 %. Noch ungewöhnlicher ist der hohe Kalkgehalt von fast 9 %. Von Hintze's Analcimen haben nur 2 mehr als 5 %, nämlich 5,63 und 5,83. Beide werden als rauhe Kristalle auf Prehnit bezeichnet, andere seien in Prehnit umgewandelt. Die meisten Analcime haben sogar weniger als 1 % CaO, mehr als 1 % von den 56 nur 7. Über den Analcim der Seißer Alpe zitiert Hintze: „Auf der Seißer Alpe am Frombache in Hohlräumen des Melaphyrs mit blätterigem Apophyllit und Kalkspat bis über 10 cm große, rötlichweiße bis fleischrote Kristalle, durch Verwitterung schneeweiß. Zuweilen im Innern in porösen Kalkspat umgewandelt. . . . Am Cipit-Bache am Nordfuße des Schlerngebirges milchweiße bis fleischrote, kaum über 1 cm große Kristalle mit Apophyllit, seltener mit Kalkspat- und Natrolithnadeln bedeckt. . . . Früher kamen große, meist verwitterte Kristalle mit Comptonit und Apophyllit am nordwestlichen Ende der Seißer Alpe gegen Pufels zu vor.“ — Ungewöhnlich ist bei dem Gans'schen Analcim auch der außerordentlich niedrige Gehalt an Tonerde, während von Hintze's Analcimen keiner weniger als 19,91 % enthält. Es kann also das CaO im Gans'schen Analcim nicht etwa das Na_2O ersetzt haben, sondern war in irgend einer Form beigemengt. Mit einem anscheinend so stark verunreinigten Analcim lassen sich aber naturgemäß keine für das Mineral Analcim gültigen Versuche anstellen. — Ferner ist auch der Kalkgehalt (6,12 %) des von Gans verwendeten Natroliths ungewöhnlich hoch.

Später hatte Gans dem Analcim und dem Natrolith bei ihrem vermeintlich geringen Austauschvermögen sogar eine dreifache Bindung zwischen Tonerde und Kieselsäure zugeschrieben.

Nach den Gans'schen Versuchen würden also die Aluminatsilikate höchstens als „austauschtonerdezeolithische“ Silikate zu bezeichnen sein. Mit anderen Worten: während die Aluminatsilikate nur hinsichtlich des Aluminatgehaltes übereinstimmen, sind die Zeolithe gerade hierin ungemein verschieden.

Die von mir angewandte Bezeichnung „Allophantone“ oder „Allophanoide“ ist lediglich eine Abkürzung der langatmigen Bezeichnung „Tone aus den Gruppen des Allophan, Halloysit und Montmorillonit“. Einen eigentlichen Namen habe ich nicht damit schaffen wollen. Doch ist es jetzt zeitgemäß, einen solchen anzuwenden. Während ich früher nicht sicher beweisen konnte, daß Allophantone im Boden wirklich vorkommen, ist die Kette der

Beweisstücke jetzt anscheinend durch B. Aarnio's Versuche [1] mit zwei Allophantonen geschlossen, welche von C. Gäbert gesammelt waren. Aarnio zeigte, daß diese außer der Base auch unzersetztes Salz absorbieren. Gleiches hat van Bemmelen für den entsprechenden Teil der Ackererde nachgewiesen. Für diesen hat E. A. Wülfing [2], sofern man nicht von der Existenz von darin vorkommenden Verbindungen überzeugt sei, den Ausdruck „Geolyte" vorgeschlagen. Dieser dürfte als Sammelbezeichnung für die Allophantone anzuwenden sein [3].

[1] B. Aarnio, Dies. Centralbl. 1914. p. 75.

[2] E. A. Wülfing, Untersuchung des bunten Mergels der Keuperformation auf seine chemischen und mineralogischen Bestandteile. Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. 1900. 58. p. 35.

[3] Mit wenigen Worten will ich hier auf einen Angriff Endell's eingehen, der in dies. Centralbl. 1913. p. 677, gegen mich gerichtet ist. Dort wird behauptet: schon seit mehr als 20 Jahren sei die Tonentstehung aus Silikatgesteinen, auch rein analytisch, ziemlich genau untersucht. Die zahlreichen älteren Arbeiten hätte ich in einer Arbeit über Kaolinbildung „(wohl aus Unkenntnis)" nicht erwähnt. Auch auf den Zusammenhang von Kaolinen mit Mooren sei bereits von Mitscherlich, Hochstetter, Julien und besonders von Ramann hingewiesen worden. Infolgedessen sei mein Prioritätsanspruch abzulehnen. Hierzu ist zu bemerken: Schon seit langer Zeit war die Entstehung von Ton aus Silikaten auch analytisch untersucht (vergl. J. Roth, Lehrbuch der allgem. u. chem. Geologie). Das Faktum selbst ist wohl so lange bekannt, wie die Geologie existiert. Ich behandelte nun aber in der betr. Arbeit (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908. p. 251—254) ein ganz spezielles Thema: einen Versuch, auf Grund rein chemischer Erwägungen aus dem analytisch festgelegten Vorgang der Entstehung von Rohkaolin aus Granit oder Porphyr auf die kaolinisierenden Agentien zu schließen. Dazu hatte ich keine Veranlassung, die Literaturverweise über jede beliebige Tonentstehung aus Silikaten etwa aus den Lehrbüchern abzuschreiben, um so weniger, als die Form der Abhandlung die denkbar knappste ist. Von den Analysen, die ich zitiere, stammt die Mehrzahl aus der Literatur, darüber lasse ich keinen Zweifel. Im einzelnen nenne ich im Sperrdruck als Autoren der Analysen: Sauer (p. 123), Seger (p. 124), Bolton (p. 124), Sommaruga (p. 124), Eakins (p. 124), Bunsen (p. 124), Hauer (p. 124), Kaiser bezw. Grupe (p. 125), Teller (p. 125), Kolbeck (p. 126).

Bei der Frage der Kaolinisierung durch Moorwasser habe ich mich ausdrücklich auf Senft (p. 126) bezogen, den Autor, der durch ausführliche Besprechung des Verhaltens der Mineralien unter dem Moor das Bestehen der Kaolinisierung glaubhaft macht. Die genannten Autoren Mitscherlich, Hochstetter, Julien, Ramann versuchen keinen Beweis. Übrigens nehme ich in meiner Betrachtung den Ausgang von Ramann's Annahme, daß die Kaolinisierung durch Humussäure erfolge, und habe auch wieder da, wo ich die Frage in geologischer Hinsicht behandle (N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. II. p. 93) die wörtlich zitierte Ansicht Ramann's an den Anfang gesetzt und hinzugefügt, daß ich glaube, die Richtigkeit dieser Ansicht, welche sich mit der zahlreicher Geologen und Pedologen deckt, erweisen zu können. Die Weiß-

Ich glaube vorstehend in Kürze haben zeigen zu können, daß R. Gans keineswegs die Existenz einer Bindung zwischen Tonerde und Kieselsäure weder in den „Aluminatsilikaten" noch in den von mir erhaltenen Fällungen der gemengten Gele erwiesen hat. Auch ist die von ihm gewählte Bezeichnung „zeolithische Silikate" für die „Aluminatsilikate" zu verwerfen.

Berlin, den 15. Dezember 1913.

Das Übergreifen der pelagischen Trilobitengattungen Tropidocoryphe und Thysanopeltis in das normale Rheinische Mitteldevon der Eifel (und Belgiens).

Von **Rudolf Richter** in Frankfurt a. M.

Mit 2 Textfiguren.

Im Jahre 1909[1] wurde das Schwanzschild eines Proetiden bekannt gemacht, das sich in mehreren Exemplaren im *Calceola*-Mergel der Gerolsteiner Mulde, und zwar auf den „Geeser Trilobitenfeldern" südlich des Wegkreuzes Gerolstein—Gees, Pelm—Salm gefunden hatte. Kopf und Rumpf blieben unbekannt. Mit der Vorsicht, die die bekannte Vielgestaltigkeit der Proetidenschwänze so lange gebietet, als deren gesetzmäßige Beziehung zu den zugehörigen Köpfen noch nicht auf Grund einer durchgreifenden Unterteilung der Gattung *Proetus* i. w. S. klargelegt ist, wurden jene Reste damals als zu *Tropidocoryphe* gehörig angesprochen und die Auffindung eines dementsprechenden Kopfes vorausgesagt, so sehr auch das Auftauchen dieser pelagischen Charakterform in der Eifel überraschen mußte.

Inzwischen ist es nun uns selbst, namentlich aber den jahrelangen und überaus dankenswerten Bemühungen von Herrn P. Dohm in Gerolstein gelungen, zu den Schwänzen an demselben Fundpunkte zunächst den Kopf in einzelnen losen Stücken, schließlich aber auch das ganze Tier im Zusammenhang zu finden. Dadurch hat sich unsere Vermutung bestätigt, und es liegt nunmehr in der Tat eine regelrechte Art der Gattung *Tropidocoryphe* Novák

---

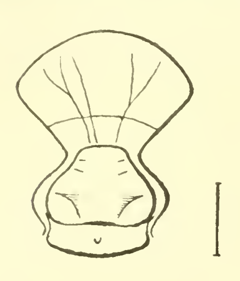
bleichung und Zermürbung von Granitgeschieben in den norddeutschen Mooren (die mit Unrecht ohne weiteres als Kaolinisierung bezeichnet wird) ist eine seit langen Zeiten den meisten Moorkundigen bekannte Erscheinung.

Einen Prioritätsanspruch bezüglich der Entstehung von Ton aus Silikatgesteinen oder von Kaolin unter Mooren habe ich nirgendwo gestellt.

Dieser Angriff entbehrt also der sachlichen Grundlage.

[1] Rud. Richter, Beitr. z. Kenntn. dev. Trilob. Vorbericht. Diss. Marburg. p. 14.

aus dem Eifelkalk vor. Alle von Novák[1] betonten Merkmale dieser Gattung — zu einer solchen muß diese scharf gekennzeichnete Untergattung von *Proetus* i. w. S. erhoben werden — sind, wie unsere Fig. 1 zeigt, bei der Eifler Form in geradezu mustergültiger Weise vorhanden: Die Gesamtwölbung des Panzers ist verschwindend: der Saum ist breit, von einem konzentrischen Leistchen innen begrenzt und mit einer an *Tropidocoryphe Memnon* (Corda[2]) erinnernden Aderung überzogen; die Glatze ist dementsprechend kurz: der Schwanz hat die bezeichnenden, feinen, weit abstehenden Rippen, die nur von den Vorderbändern der Glieder gebildet werden, während die Hinterbänder sich verwischen. Ja, die Eifler Art stellt durch die feine Erhaltung des Schalenschmuckes und namentlich durch die Vollständigkeit des Panzers diejenige dar, an der man die Eigenschaften der Gattung besser als an irgend einer anderen wird studieren können. Um so mehr, als gerade sie die wesentlichen Merkmale dieser Gattung bis zu einem Grenzfall steigert: Die bezeichnende Verkürzung der Glatze geht hier so weit, daß deren Länge hinter dem Abstand ihres Vorderendes vom Stirnrand erheblich zurückbleibt und noch kaum das Dreifache des Nackenringes erreicht (2,27 : 1, 2,33 : 1, 2,85 : 1).



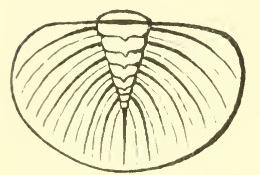


Fig 1. *Tropidocoryphe Barroisi* (Maillieux). Obere *Calceola*-Stufe. Gees bei Gerolstein. $\frac{3}{1}$.

Was die artliche Bestimmung dieser Eifler Form anbetrifft, so wurde 1909 a. a. O. auf die Beziehungen zu *T. filicostata* Novák hingewiesen und als der einzige erhebliche Unterschied der letzteren auf Grund von Novák's Angaben neben der Körnelung der Rippen der größere Abstand zwischen Vorderrand und erster Rippe angeführt. Heute liegen Novák's Urstücke[3] mit der Fundbezeichnung „Günteroder Kalk von Bicken"[4] vor und ihr Vergleich mit dem nunmehr vollständigen Panzer der Eifler Form erlaubt die bestimmte Feststellung, daß nur der gemeinsame Besitz der ausgeprägten Gattungsmerkmale die Schwänze beider Formen so ähnlich erscheinen ließ:

[1] Paläont. Abhandl. 1. Heft 3. 1890. p. 102. [10.]

[2] Barrande, Système silurien. 1. Taf. 17 Fig. 11.

[3] Dank dem Entgegenkommen des Direktors des Geologischen Landesmuseums Berlin, Herrn Geheimen Bergrats Beyschlag.

[4] Vergl. aber dazu die gegen diese Angabe von E. Kayser und E. Holzapfel erhobenen Bedenken. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1894. p. 504 Anm. und 511.

Eifler Pygidium.	*T. filicostata* Novák.
1. Spindel viel weniger schlank; Querschnitt niedrig und flachgerundet. Nicht eingesenkt.	1. Spindel schlank; Querschnitt hoch und dreieckig. Zwischen vertieften Rückenfurchen eingesenkt.
2. Ringe, ineinandersteckende, schräge, ebene Bänder, hinten in ein feines Schüppchen auslaufend.	2. Ringe scharf und schmal, zu Knoten anschwellend.
3. Rippen stumpfer, wenig gekrümmt, und zwar stetig in einem Sinne. 4. Schildwölbung rascher und gleichmäßiger abfallend. Der Saum liegt auf.	3. und 4. Rippen schmale, wirklich fadenförmige (*filicostata*!), zugeschärfte Grate, die infolge des raschen Abfalls der Schildwölbung und einer Wiederaufrichtung der Saumgegend fast kniеartig nach hinten umbiegen und am Schildrande wieder etwas nach außen gelenkt werden.
5. Spindelleiste von den benachbarten Rippen viel weniger abgesondert.	
6. Abstand der vordersten von der Gelenkrippe den übrigen Rippenzwischenräumen entsprechend.	6. Der Abstand der vordersten von der Gelenkrippe ist über Verhältnis groß und ruft eine abweichende Richtung beider hervor.
7. Schale mit feinen, aber schon bei 4facher Vergr. deutlichen Leistchen über und über dicht gestreift.	7. Die Schale erscheint noch bei 4facher Vergr. glatt. Namentlich sind die von Novák betonten und abgebildeten Körnchen der Rippen und Ringe nicht wahrzunehmen.

Sind so schon die Abweichungen im Schwanz erheblich genug, so steht der neuaufgefundene Kopf vollends mit seiner kurzen und breitabgestutzten, trapezförmigen Glatze auf dem einen Flügel der Gattung, die Novák'sche Art mit ihrer langen und schlankverjüngten, dreieckigen Glatze aber geradezu auf dem entgegengesetzten.

Recht nahe dagegen schließt sich *T. ascania* (Corda) an, deren von Barrande Taf. 15 Fig. 52 als *Proetus latens* (nach Novák a. a. O. p. 102 [10]) beschriebener Schwanz wenigstens nach diesen Figuren kaum zu unterscheiden ist. Der Kopf läßt aber nach Barrande's Fig. 41 auf Taf. 15 die bei unserer Form vorhandene Aderung auf dem Saume vermissen und zeigt eine

immerhin etwas weniger verkürzte Glatze, deren Länge sich zu ihrem Abstand vom Stirnrand wie 1 : 1,08 verhält. Das tritt, Hand in Hand mit einer größeren Schlankheit der Glatze, noch mehr auf der Neuzeichnung hervor, die Novák a. a. O. Taf. IV Fig. 3 von demselben Urstück gibt (1 : 1,05). Bei den Geeser Stücken beobachten wir die Verhältnisse 1 : 1,3 und 1 : 1,29, nämlich 5 mm : 6,5 mm und 3,5 mm : 4,5 mm. Überdies nennt Barrande den böhmischen Kopf völlig glatt, während der Geeser den in der Gegenüberstellung erwähnten Schalenschmuck trägt.

Die Eifler Art wäre also neu zu benennen, wenn nicht die Wahrscheinlichkeit bestände, daß auf sie der lose Schwanz zu beziehen ist, den E. Maillieux[1] 1910 von Couvin in Belgien als *Proetus Barroisi* beschrieben hat und der offenbar ebenfalls der Gattung *Tropidocoryphe* zuzurechnen ist. Die endgültige Nachprüfung der Nämlichkeit beider Formen erfordert die Untersuchung des eben nicht zugänglichen, in Gent aufbewahrten Urstückes von Maillieux und muß ebenso wie die genaue Beschreibung dem die mitteldevonischen Proetiden behandelnden „Beitrag zur Kenntnis devonischer Trilobiten" vorbehalten bleiben. Einstweilen muß man aber auf Grund der Beschreibung und Abbildung und eines nicht genügend scharfen Abgusses der belgischen Form die Eifler dazustellen und als *Tropidocoryphe Barroisi* (Maillieux) bezeichnen.

Für die Nämlichkeit der beiden Formen spricht insbesondere auch die Übereinstimmung der sie begleitenden Trilobiten. Maillieux[2] nennt von Couvin:

Bronteus flabellifer Goldf.
Cryphaeus arachnoides (Höninghaus) = *punctatus* Steininger
Phacops latifrons Bronn
— *Schlotheimi* Bronn
Proetus Cuvieri Stein. var. *laevigata* Goldf.
— — — var. *granulosa* Goldf.
— *cornutus* Goldf.
Harpes macrocephalus Goldf.
Acidaspis vesiculosa Beyr.

Die dazugehörigen Urstücke, die mir Herr Maillieux in Brüssel mit liebenswürdiger Hilfsbereitschaft übersandte, erlauben die Umbestimmung von *Acidaspis vesiculosa* in *Lichas armata* Goldf. (sowie von *Proetus cornutus* in *P. Cuvieri* Stein.), wonach sich die Trilobitenfauna von Couvin nur noch durch das Vorhandensein von *Phacops latifrons* von der Geeser unterscheiden würde. Von dem zuletzt genannten, hier befremdenden Trilobiten lagen die Urstücke jedoch noch nicht vor. Diese übereinstimmende Vergesellschaftung von Trilobiten wird durch das einstweilen auf beide Orte beschränkte Auftreten einer für das ganze Gebiet der Fazies so fremdartigen Gattung wie *Tropidocoryphe* besonders auffällig.

[1] Bull. Soc. belge de Géol. 18. 1903. p. 581.

[2] a. a. O. p. 579 ff., sowie desselben Forschers Texte explicatif, Planchette Couvin. Brüssel 1912. p. 53.

Es wäre zu wünschen, daß damit innerhalb der durch das Durchdauern der Formen paläontologisch schwer zu gliedernden *Calceola*-Stufe ein Horizont gewonnen wird, der in Belgien wie in der Gerolsteiner Mulde und hoffentlich noch an manchen anderen Orten wiederkehrt. In diesem Falle würden also die belgischen *T. Barroisi*-führenden Bänke den „Trilobitenfeldern" von Gees gleichzustellen sein. Da diese in den unteren Schichten der oberen Abteilung der *Calceola*-Stufe [1], also kaum allzu hoch über der Mitte der ganzen Stufe liegen, die Mergelschiefer Cobn" aber, aus denen *T. Barroisi* genannt wird, nach GOSSELET und MAILLIEUX [2] von Crinoidenschichten überlagert werden sollen, so dürfte man erwarten, daß die Bänke mit diesem Trilobiten sich noch unterhalb der hangendsten Schichten der „mächtigen" Ablagerung Cobn" finden werden. Sicher ist jedenfalls soviel, daß *T. Barroisi* an beiden Orten in der oberen *Calceola*-Stufe liegt, also in der von FRECH [3] aufgestellten Zone des *Spirifer speciosus* und der *Gruenewaldtia latilinguis*.

Von vornherein, aus theoretischer Überlegung, wäre jedenfalls zu vermuten, daß eine Art der Gattung *Tropidocoryphe* im Eifler und belgischen Devon keine große senkrechte Verbreitung erreicht haben kann. Denn es handelt sich hier um einen Überläufer aus den östlichen tieferen Devonmeeren, an deren Lebensbedingungen die Gattung offenbar angepaßt war. Alle bei der Aufstellung des Begriffes bekannten Arten fanden sich ja, wie schon NOVÁK [4] betont hat, in Böhmen wie in den rechtsrheinischen Knollenkalken nur in dem „herzynischen Schichtenkomplex". Auch die seitdem von BEYER [5] bekannt gemachte *T. Nováki* aus dem unteren Stringocephalenkalk von Haina liegt in einer Ablagerung aus tieferem, ruhigen Wasser [6] an einem „Berührungspunkte zwischen herzynischer und echter Stringocephalenkalk-Fauna" [7], wo auch die Brachiopoden sich an die „Fauna der herzynischen Fazies anschließen" [8]. *Tropidocoryphe* [9] muß also als eine Charakterform der pelagischen Fazies

[1] Vergl. H. RAUFF, Gerolsteiner Mulde. Berlin 1911. p. 25.

[2] Texte explicatif, Couvin. p. 53.

[3] Lethaea pal. 2. Lief. 1. Stuttgart 1897. p. 159.

[4] a. a. O. p. 102. [10.]

[5] Beitr. z. Kenntn. d. Fauna des Kalkes von Haina. p. 65. Taf. 1 Fig. 16—22.

[6] Ebenda p. 97.

[7] Ebenda p. 101.

[8] Ebenda p. 100. Vorher schon MAURER, Die Kalke von Waldgirmes 1885, und FR. FRECH. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 255.

[9] Wenn HOLZAPFEL aus dem Stringocephalenkalk der Frettermühle ein einzelnes Kopfmittelschild abbildet und mit *Proetus Astyanax* BARR. aus dem *Konjeprus*-Kalk vergleicht (Ob. Mitteldevon p. 40. Taf. XIII Fig. 11), so scheint allerdings auch hier ein Proetid von pelagischer Tracht in Bildungen seichteren Wassers (ebenda p. 413) verschlagen zu sein, beachtenswerterweise in Begleitung besonders zahlreicher Ammo-

gelten, der auch die als Nachfolgerin aufgefaßte Gattung *Pteroparia* [1] im Oberdevon treu bleibt.

nitiden (ebenda p. 408–410, 413). Eine eigentliche *Tropidocoryphe*, wie Novák und mit ihm Holzapfel annehmen, ist aber *Proetus Astyanax* Barr. nicht. Übrigens widerspricht sich Novák in der Auffassung dieser Art selbst. Während er a. a. O. p. 10, Abs. 4—8, *P. Astyanax* als echten Vertreter der *Tropidocoryphe*-Gruppe gelten läßt, stellt er ihn auf p. 11 Abs. 3 plötzlich mit *Proetus decorus* Barr. und *P. Stokesi* Murch. zu anderen *Proetus*-Gruppen, „die allerdings noch näher studiert werden müssen“. Das Vorhandensein eines gepolsterten Saumes und einer scharf begrenzten und tief eingelassenen Saumfurche, sowie die Erhabenheit des innerhalb dieser Furche gelegenen Feldes auf Festen und Freien Wangen und die starke Gesamtwölbung (Barrande: „assez fortement bombé“) bilden jedenfalls erhebliche Abweichungen vom Typus *Tropidocoryphe*. Diese Gattung, die ihr Wesen von Böhmen bis weit über das linke Rheinufer so bestimmt bewahrt, könnte die genannte Art nur unter Verwischung ihres Begriffes in sich aufnehmen. Wir schließen sie also aus der Liste aus und erkennen nur folgende Arten sicher als *Tropidocoryphe* an:

Tropidocoryphe ascania (Corda) + *Proetus latens* Barr. (s. o.)	Mnienianer Kalk, Böhmen (F. Seemann, Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. **20**. Wien 1907. p. 98).
	Greifensteiner Kalk, Weipoltshausen (Fr. Herrmann, Beitr. z. Kenntn. d. Mitteldevon von böhm. Fazies im rhein. Schiefergebirge. Diss. Marburg 1909).
Tropidocoryphe Memnon (Corda)	G_1 Böhmen (F. Seemann s. o.)
Tropidocoryphe filicostata Novák	Günteroder Kalk, Bicken (vergl. jedoch oben p. 86 Fußnote 4).
	Günteroder Kalk der Ense bei Wildungen (Kayser und Holzapfel. p. 489).
	Mnienianer Kalk „am Pleschiwetz“ (ebenda p. 504 und Seemann a. a. O. p. 98).
Tropidocoryphe Barroisi (Maillieux) (typischste Art)	Linksrheinische *Calceola*-Stufe, Couvin und Gees.
Tropidocoryphe Nováki Beyer	Unterer Stringocephalenkalk, Haina.

Das bei Beyer a. a. O. in Fig. 20 dargestellte Tier und dementsprechend auch die schematische Zeichnung Fig. 22 scheint sich jedoch durch den Saumwulst und die schon von Beyer betonten Beziehungen zu *Proetus Astyanax* Barr. in dem eben besprochenen Sinn von dem Gattungstyp zu entfernen.

Für lose Schwänze, wie *P. heteroclytus* Barr., *P. gracilis* Barr., *P. natator* Barr und *P. Champernownei* Whidborne (Monograph of the Dev.-Fauna of the South of England. Pal. Soc. London. **36**. 1888. Taf. 2 Fig. 13, 14) muß die Auffindung der Köpfe abgewartet werden, da die Schwänze anderer Gruppen, z. B. der *eremita-crassirhachis*-Gruppe, ähnlich werden können.

[1] Rud. Richter, Beitr. z. Kenntn. dev. Trilob. II. Oberdev. Proetiden. p. 403.

Schon lange vor der neuaufgefundenen *Tropidocoryphe* war einmal unter den Trilobiten der Eifel eine zweite pelagische Charaktergattung, nämlich *Thysanopeltis* Corda, entdeckt worden, und zwar in Gestalt der von Schnur manuscripto als *Bronteus acanthopeltis* bezeichneten und von Fr. v. Sandberger[1] veröffentlichten Form. Diese Beobachtung war mit wenigen Ausnahmen[2] übersehen und vergessen worden. In der Tat handelte es sich auch nur um das einzige Bruchstück eines Schwanzes, der als Fundangabe nur die schwer nachzuprüfende, so viele stratigraphische Ergebnisse vereitelnde Bezeichnung „Eifel" trägt. Sandberger, der die Wiederauffindung der Art und die Feststellung ihres Lagers von der Zukunft erhoffte, dachte an „gewisse, noch den *Calceola*-Schiefern angehörige", an Trilobiten reiche Gesteine der Gegend von Kerpen in der Hillesheimer Mulde. Nach dem Gesteinscharakter des in der Sammlung des Naturhistorischen Vereins zu Bonn aufbewahrten Urstückes, das auf der Rückseite übrigens den Abdruck eines *Spirifer speciosus* zeigt, konnte es sich jedenfalls nur um einen Mergel der *Calceola*-Stufe handeln, und zwar um einen solchen, der offenbar nicht der unteren Abteilung dieser Stufe angehört. Wir vermuteten schon immer, daß das Stück aus dem Geeser Horizont stamme, vielleicht überhaupt von den ja schon seit Humboldt's Zeiten abgesuchten Trilobitenfeldern.

Es erscheint daher von hohem Interesse, daß die Dohm'schen Schürfungen an diesem Fundort in der Tat einen Schwanz[3] zum Vorschein gebracht haben, der — nun als der dritte[4] überhaupt bekannte — der gleichen Gattung und der gleichen Art zugerechnet werden muß. Die Übereinstimmung im Verlauf und Ansatz der Rippen, sowie die den Rippenzwischenräumen entsprechende geringe und anscheinend gesetzmäßig feste Zahl der Stacheln genügen zum Beweis ihrer Nämlichkeit, ebenso wie zu ihrer Unterscheidung von dem reicher und regellos bestachelten *Thysanopeltis speciosa* Corda. Andererseits zeigt die bei *Th. speciosa* große Abänderung in der Zahl der Stacheln (vergl. Barrande, Taf. 47 Fig. 7 mit 11 und Novák, Taf. III Fig. 14 mit 13), daß die geringere Stachelzahl von *acanthopeltis* die schon in Barrande's Worten auf Taf. 47

[1] Jahrb. Nass. Verein f. Naturk. **44**. 1891. p. 4. Taf. I Fig. 1.

[2] Barrande, Syst. sil. **1**. Planches. 1852. Erklärung zu Taf. 47 Fig. 12. — Fr. Maurer, Greifenstein. N. Jahrb. f. Min. etc. 1880. Beil.-Bd. I. p. 2, 23. — Fr. Frech, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 258.

[3] Inzwischen in das Eigentum des Geologischen Landesmuseums Berlin übergegangen.

[4] Das zweite Stück (nur der Ausguß eines Schwanzes) „from The Devonian of Gerolstein" befindet sich im Britischen Museum und ist dasselbe, welches von H. Woodward im Geol. Magazine. 1910. p. 407—410. als ***Bronteus Halli*** beschrieben worden ist. Dieser Name muß daher wieder eingezogen werden.

liegende Zurechnung zu *Thysanopeltis*[1] nicht berührt. Die Untersuchung des Kopfes wird in dieser Beziehung auch zur Klärung beitragen. Einstweilen versuchen wir in Fig. 2 den Schwanz der Eifler Art wieder herzustellen. Sie zeigt, daß die Anzahl der Rippen im Gegensatz zu Sandberger's Annahme jederseits (Gelenk- und Gabelrippe nicht mitgerechnet) sechs beträgt und daß sich die Rippen auch nicht in die Stacheln fortsetzen. Die beiden vordersten Rippen werden durch die dritte und die Gelenkrippe von der Spindel abgedrängt.

Es hat sich also auch hier unsere Vermutung bestätigt: *Thysanopeltis acanthopeltis* gehört der Frech'schen Stufe des *Spirifer speciosus* und der *Grueneicaldtia latilinguis*, und zwar dem Geeser Horizont an. Ihr unvermitteltes Auftreten in der Eifel fällt also mit dem von *Tropidocoryphe* örtlich und zeitlich zusammen.

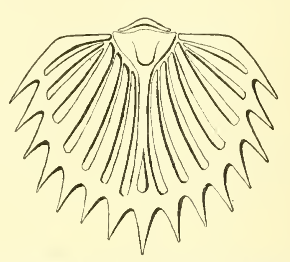


Fig. 2. *Thysanopeltis acanthopeltis* (Schnur).
Versuch einer Wiederherstellung des Schwanzes. Obere *Calceola*-Stufe.
Gees bei Gerolstein. Nat. Gr.

Der böhmischen Fazies angehörige Formen sind auch sonst schon in der Eifel gefunden worden, namentlich von Fr. v. Sandberger[2], Fr. Frech[3] und E. Kayser[4]. So wurden außer Goniatiten und einem *Phacops fecundus* mut. namentlich Brachiopoden wie *Pentamerus acutolobatus* Sandb. und *optatus* Barr., *Rhynchonella princeps* Barr., *Spirifer robustus* Barr. und *Stropheodonta Sowerbyi* Barr. angegeben. Bei diesen Formen handelt es sich aber zumeist nur um versprengte und z. T. in ihrem stratigraphischen Verhalten unsichere „Raritäten", wie Frech sie nennt. Sie sind daher für paläogeographische Betrachtungen bisher wenig fruchtbar geblieben,

[1] Über die Bedeutung der Schwanzanhänge als Gruppenmerkmal vergl. E. Kayser, Zur herzynischen Frage. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 1880. p. 563.

[2] Verst. Rhein. Schichtensystem in Nassau. Wiesbaden 1850—56. p. 346.

[3] Zeitschr d. deutsch. geol. Ges. 1889 p. 247, 257, 258.

[4] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1899. p. 310. — Dies. Centralblatt. 1900. p. 118.

zumal auch noch nicht für alle der ausschließlich böhmische Charakter einwandfrei nachgewiesen ist [1]. Ja, das Auftreten von *Rhynchonella princeps* [2], *Jovellania triangularis* Arch. Vern. [3] und des mit *L. parvula* Novák verglichenen *Lichas* [4], sowie eines von Herrn J. Dohm bei Prüm gefundenen Goniatiten in der *Cultrijugatus*-Stufe erscheint eher befremdend und ist schwer mit der grobklastischen Ausbildung dieser Stufe zu vereinen, die durch das Auftreten von Breccien und Konglomeraten mit kleinen Quarzgeröllen [5] auf eine selbst gegenüber der Spiriferensandstein-Fazies des Unterdevons auffallende Strandbildung hinweist.

Gegenüber den vereinzelten Funden solcher Brachiopoden mit ihrem verhältnismäßig geringen Variationsvermögen will es etwas anderes besagen, wenn zwei mit ihrer ganzen Gruppe auf die pelagische Fazies beschränkte Trilobitengattungen unvermittelt in der Eifel erscheinen und trotz ihrer lebhafteren Anpassungsfähigkeit alle mitgebrachten Merkmale noch typisch bewahrt zeigen. Wenn dazu beide in demselben Horizont vereint und nur in diesem nachgewiesen sind, so scheint es berechtigt, hinter dieser Vergesellschaftung eine gemeinsame Ursache zu suchen.

Dabei würden einige Besonderheiten dieses Horizontes zu betrachten sein:

1. Die Trilobiten erscheinen hier mit einer ganz ungewöhnlichen Zahl von Gattungen, Arten und Einzeltieren [6]. Große Korallen und starkbeschalte Gastropoden treten zurück.

2. Goniatiten, die ja auch sonst in der Eifel als gelegentliche große Seltenheiten vorkommen [7], fehlen nicht, sondern sind allem Anschein nach gerade hier verhältnismäßig weniger selten als in anderen Bildungen des Gebietes. Die von Herrn Dr. R. Wedekind zu erwartende Bearbeitung der bei Gees gefundenen Formen wird darüber Klarheit bringen. Einstweilen vermuten wir sogar, daß

---

[1] Vergl. Barrande, Syst. sil. 5. Brachiopodes, 3 Kap., und Kayser's Referat, N. Jahrb. f. Min. etc. 1880. I. p. 280—283.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 247, 257, 258.

[3] E. Kayser, Dies. Centralbl. 1900. p. 118. Über den herzynischen Charakter dieses Fossils vergl. E. Kayser, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1879. p. 59.

[4] Rud. Richter, Beitr. z. Kenntn. dev. Trilob. Vorbericht. 1909. p. 47.

[5] H. Rauff, Gerolsteiner Mulde. Berlin 1911. p. 21, Anmerk. (Diese Bänke waren auch bei einer von Herrn Geheimrat E. Kayser, Dr. F. F. Hahn und mir im Frühjahr 1907 vorgenommenen Aufnahme des Wetteldorfer Profils aufgefallen.)

[6] In den fraglichen Crinoidenschichten des Heiligensteins scheint ein Teil der Geeser Trilobitenfauna sparsamer und mit mutierten Formen zu rekurrieren.

[7] *Cultrijugatus*-Stufe von Prüm (s. o.), fragliche Crinoidenschichten vom Heiligenstein bei Gerolstein, Stringocephalenkalk von Sötenich. Nach freundlichen Mitteilungen von Herrn P. Dohm.

auch die von der älteren Literatur seit L. v. Buch's Zeiten aufgeführten Goniatiten der Eifel, die übrigens meistens die Fundangabe „Pelm" tragen [1], von den Geeser Trilobitenfeldern stammen.

3. Das Sediment ist von außerordentlicher Feinheit, was ja in der berühmten Erhaltung der eingebetteten Fossilien zum Ausdruck kommt. Die Trilobitenpanzer finden sich nur hier so häufig in ungestörtem Zusammenhang, und ein mit all seinen sperrigen Hörnern freizulegender ganzer *Lichas armata* ist anderswo überhaupt noch nicht bekannt geworden.

4. Der Fazieswechsel scheint in den Oberen *Calceola*-Schichten geringer zu sein, einerseits als in der unteren Abteilung dieser Stufe [2] und andererseits als in den Crinoidenschichten [3]. Namentlich scheinen die Mergelschiefer an der Basis der Oberen *Calceola*-Stufe auf weitere Erstreckung anzuhalten als andere Absätze in ihr [4].

Alle diese Betrachtungen führen dazu, die Bildungen der Geeser Mergel in ein ruhiges und den Einflüssen der Küste entzogenes Meeresgebiet zu verlegen und sie auf eine jener Meeresvertiefungen zurückzuführen, die sich während der Mitteldevonzeit, wie man annimmt [5], in einzelnen Rucken vollzogen haben. Schon Frech [6] hatte auf Grund des Vorkommens von Einzelkorallen geringerer Größe die Brachiopodenschichten der Oberen *Calceola*-Stufe als Ablagerungen größerer Tiefen angesprochen. Daß es sich dabei um kein sehr tiefes Meer handelt, sondern um eine mäßige, nur innerhalb der ausgesprochenen Brachiopoden- und Korallenfazies der Eifler *Calceola*-Bildungen auffallende Vertiefung, zeigt schon die normale Augenentwicklung der Trilobiten [7]. Immerhin möchte während der ganzen Mitteldevonzeit der Wasserspiegel in unserem Gebiet seinen größten Abstand vom Meeresboden in diesem Zeitabschnitt erreicht haben.

Das Auftreten von *Tropidocoryphe* und *Thysanopeltis* erscheint also unter solchem Gesichtspunkt als das Ergebnis einer von dieser Meeresvertiefung begünstigten, westwärts gerichteten Einwanderung böhmischer Trilobiten aus den tieferen Meeresprovinzen des Ostens.

---

[1] Fr. Frech, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 247.

[2] Fr. Frech, Cyathophylliden. Paläont Abhandl. **3.** Heft 3. Berlin 1886. p. 20.

[3] E. Kayser, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1871. p. 342. — H. Rauff, a. a. O. p. 28. 29. Erläutert und betont durch freundliche mündliche Mitteilungen.

[4] Vergl. die Tabelle bei Rauff, a. a. O. p. 25.

[5] Fr. Frech, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 284.

[6] Cyathophylliden. p. 26.

[7] Rud. Richter, Beitr. z. Kenntn. dev. Trilob. II. Oberdev. Proetiden. 1913. p. 361.

Damit würde vielleicht auch eine andere auffallende Tatsache der Trilobitengeographie ihre Erklärung finden, nämlich das rätselhafte Fehlen der Gattung *Dechenella*[1] in den dem Crustaceenleben sonst so günstigen und so eifrig durchsuchten *Calceola*-Mergeln der Eifel. In diesen ist bisher noch nie der geringste Rest einer *Dechenella* gefunden worden, während die Gattung in den *Cultrijugatus*-Schichten mit einer älteren Art, *Basidechenella Kayseri* Rud. Richter[2], nicht selten, stellenweise sogar häufig ist und nach Abschluß der *Calceola*-Stufe mit *Eudechenella Verneuili* Barr.[3] geradezu den gemeinsten Trilobiten liefert. Bedenkt man, daß *Dechenella* unter den mitteldevonischen Trilobiten derjenige ist, der wie *Cryphaeus* und im Unterdevon *Homalonotus* die tieferen Meeresgebiete flieht und die sandigen Absätze (*Cultrijugatus*-Stufe, Lenneschiefer) oder die riffnahen Korallenbildungen (Stringocephalen-Kalke) bevorzugt[4], so liegt die Annahme nahe, daß die durch jene pelagische Einwanderung angezeigte Meeresvertiefung die Gattung vorübergehend aus der Eifel verdrängt hat. Sie müßte also in ein benachbartes Asyl ausgewichen sein, aus dem sie erst wieder zurückkehrte, nachdem die ungünstigen Verhältnisse der *Calceola*-Zeit sich gebessert hatten. Diese Abwanderung könnte nach NO, in das Gebiet des Lenneschiefers, erfolgt sein. Indessen ist hier einstweilen noch für kein *Dechenella*-führendes Gestein das Alter der *Calceola*-Stufe sicher nachgewiesen worden, nachdem sich die älteren Angaben dafür nicht haben halten lassen[5]. Dagegen liegen nach dem wichtigen Untersuchungsmaterial, das ich Herrn E. Maillieux verdanke. sichere Belege dafür vor, daß bei Couvin in den *Calceola*-Bildungen Dechenellen vorhanden sind, und zwar in allen Gliedern des diese Stufe darstellenden Couvinien supérieur[6]. In der unteren Abteilung (niveau de base) findet sich eine noch an *Basidechenella Kayseri* erinnernde Form, in der oberen Abteilung (niveau supérieur) aber bereits eine der *Eudechenella Verneuili* nahestehende. Hier scheint sich also die Entwicklung der Gattung lückenlos vollzogen zu haben, und die in der Eifel fehlenden Bindeglieder von *Basidechenella* und *Eudechenella* sind hier zu erwarten. Damit sind aber bestimmte Anhaltspunkte dafür gegeben, daß sich die Gattung

---

[1] Rud. Richter, Beitr. z. Kenntn. dev. Trilob. I. *Dechenella*. 1912. p. 275.

[2] Ebenda p. 274, 281.

[3] Ebenda p. 275, 294.

[4] Ebenda p. 275.

[5] E. Holzapfel, Die Faziesverhältnisse i. rhein. Dev. Koenen-Festschrift. Stuttgart 1907. p. 252. — Rud. Richter, a. a. O. p. 275, 294.

[6] Vergl. Rud. Richter, a. a. O. p. 289, sowie E. Maillieux, Bull. Soc. belge de Géol. **18**. 1903. p. 580, 581 und Texte explicatif, Pl. Couvin. Brüssel 1912. p. 52.

Dechenella in der *Calceola*-Zeit weiter nach Westen, nach Belgien, zurückgezogen hat.

Demnach fällt das Vordringen von *Tropidocoryphe* und *Thysanopeltis* nach Westen zeitlich zusammen mit dem Zurückweichen von *Dechenella*, die ihnen das Feld räumt, indem sie gleichfalls nach Westen wandert. Beide Wanderbewegungen scheinen sich als Antwort auf eine vorübergehende Meeresvertiefung darzustellen.

Besprechungen.

Eberhard Buchwald: Einführung in die Kristalloptik. Berlin und Leipzig. Sammlung Göschen. 1912. 124 p. Mit 124 Abbildungen im Text.

Verf. will eine elementar gehaltene Einführung in die Kristalloptik in handlicherer Form geben, als man sie in den Lehrbüchern der Physik, Mineralogie und Kristallographie findet. Er ist dabei vor allem bestrebt, die grundlegenden Tatsachen anschaulich und ohne großen mathematischen Apparat zu entwickeln. Verf. gibt daher im allgemeinen nur solche Tatsachen, deren Verständnis sich mit der Anschauung erreichen läßt. Vorausgesetzt ist von kristallographischen Kenntnissen fast nichts, von optischen das Wichtigste aus der Bewegung des Lichts in isotropen Medien. Gegliedert ist der Stoff folgendermaßen: Einleitung mit einem optischen und einem kristallographischen Teil. 1. Einachsige Kristalle ohne Drehvermögen. 2. Zweiachsige Kristalle ohne Drehvermögen. 3. Kristalle mit Drehvermögen. 4. Absorption, Einfluß von Temperatur usw. Die Darstellung ist zweckmäßig und klar, und das Büchlein wird sich wohl in den Kreisen der Studenten manchen Freund erwerben.

Max Bauer.

Personalia.

Gestorben: Geheimer Bergrat Professor Dr. **Harry Rosenbusch**, früher Direktor des mineralogischen Instituts und der geologischen Landesanstalt in Heidelberg. — Geheimer Bergrat Professor Dr. **Felix Wahnschaffe**, Abt.-Dirigent der geologischen Landesanstalt in Berlin.

Ernannt: Prof. Dr. **V. Hilber** in Graz zum Nachfolger von Professor Kosmat und Vorstand des geologischen Instituts. — a.o. Prof. Dr. **Emil Hugi** zum o. Professor und zum Direktor des mineralog.-geolog. Instituts in Bern.

Habilitiert: Dr. **A. Wurm** in Heidelberg als Privatdozent für Geologie und Paläontologie. — Dr. **W. Frhr. v. Buddenbrock-Hettersdorff** für Geologie in Heidelberg.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

15. Februar 1914 No. 4

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Nachruf auf E. Holzapfel.

Von **Cl. Leidhold** in Straßburg i. E.

Dem Gedächtnis E. Holzapfel's sind bereits von mehreren Seiten anerkennende Worte gewidmet worden. Einer Aufforderung der Redaktion des Centralblatts, auch seinen Lesern ein kurzes Lebensbild des Verstorbenen und eine Würdigung seiner Arbeiten zu geben, komme ich als einer der jüngeren Schüler H.'s gern nach.

Eduard Holzapfel wurde am 18. Oktober 1853 zu Steinheim in Westfalen als Sohn eines Rechtsanwalts geboren. Nachdem er seine Schulbildung abgeschlossen und das Abiturientenexamen 1871 in Paderborn bestanden hatte, widmete er sich zunächst der militärischen Laufbahn, ließ sich indessen nach vierjähriger Dienstzeit zur Reserve überschreiben, und begann in Marburg unter Dunker und von Koenen Geologie und verwandte Wissenschaften zu studieren. An derselben Universität promovierte er im Jahre 1878 mit einer Arbeit über „Die Zechsteinformation am Ostrand des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges". Bald darauf bestand H. auch das Examen für das höhere Lehramt und siedelte an das Realgymnasium zu Düren über. Im Jahre 1882 habilitierte er sich als Nachfolger Branca's an der Technischen Hochschule zu Aachen als Privatdozent für Geologie, Paläontologie und Lagerstättenlehre. Drei Jahre später erhielt er den Titel Professor und wurde schließlich 1894 zum etatmäßigen Professor ernannt. Seit 1887 war er zugleich Mitarbeiter an der preußischen geologischen Landesanstalt, von der er mit Aufnahmearbeiten im Rheintal, im oberen Lahntal und in der Gegend von Aachen betraut wurde. Nach 25jähriger Wirksamkeit in Aachen nahm H. 1907 einen Ruf nach Straßburg als Nachfolger E. W. Benecke's an unter gleichzeitiger Ernennung zum stellvertretenden Direktor der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen.

Als ihm im Januar 1911 seine Gattin, mit der er erst vor wenigen Jahren die Ehe eingegangen war, plötzlich durch den Tod entrissen wurde, stellten sich bei ihm die ersten Anzeichen einer Krankheit ein. Von einer Exkursion im Frühjahr 1912, auf der er die letzten Beobachtungen für eine größere Arbeit sammelte, brachte er den Keim zu einer neuen schweren Krank-

heit heim. Im Wintersemester 1912 konnte er zwar seine Vorlesungen wieder aufnehmen, aber bald nach Weihnachten wurde er wieder ans Krankenbett gefesselt. Von dieser schweren Krankheit, einem Lungenkrebs, wurde er nach wochenlangen qualvollen Leiden am 11. Juni 1913 durch den Tod erlöst.

Die wissenschaftliche Bedeutung H.'s und seine Verdienste für die Geologie des rheinischen Schiefergebirges sind allgemein anerkannt. Seine ausgezeichnete Beobachtungsgabe und die klare Ausdrucksweise sind für seine Arbeiten charakteristisch; er liebte es, seine Beobachtungen in größeren Werken zusammenzufassen. Als Resultat seiner Aufnahmen im Rheintal erschien 1893 die Arbeit über „Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein". Zwei Jahre später veröffentlichte er eines seiner bedeutendsten stratigraphisch-paläontologischen Werke: Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge. Seine jahrelangen sorgfältigen Kartierungen in der Umgegend von Aachen machten ihn zum besten Kenner der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes. Die Ergebnisse seiner Aufnahmearbeiten des Aachener Reviers faßte er zusammen in seiner „Geologie des Nordabfalls der Eifel". Von den in der Hauptsache paläontologischen Arbeiten H.'s seien hier nur genannt die wichtige Monographie der „Mollusken der Aachener Kreide", die Beschreibung der „Fauna der Goniatitenkalke von Adorf" und die in systematischer Hinsicht wertvolle Arbeit über die „Cephalopoden des Domanik". In seinen stratigraphischen Werken legte H. das Hauptgewicht auf die reine Stratigraphie und suchte dann diese mit den paläontologischen Befunden in Einklang zu bringen. Dabei stützte er sich fast ausschließlich auf tatsächlich Beobachtetes und vermied es, sich in theoretischen Erwägungen zu ergehen.

Während seines Straßburger Aufenthaltes war es eine seiner Hauptaufgaben, die reichhaltige Sammlung des Institutes umzuordnen, nach Möglichkeit zu ergänzen und sie nach modernen Gesichtspunkten auszustellen. Seinen Arbeiten im Institut ging er mit großer Liebe und Gewissenhaftigkeit nach. Von seiner ersten Krankheit im Herbst 1912 kaum geheilt, nahm er sofort die Arbeit in der Sammlung wieder auf, und noch später, als schwerkranker Mann, leitete er vom Krankenbett aus sein Institut.

In seinem inneren Wesen war H. namentlich in seinen letzten Jahren eine verschlossene, zurückhaltende Natur, die aber im persönlichen Umgang durch die Offenheit und Geradheit seines Charakters jedermann einzunehmen wußte. Daß er dabei auch ein geselliger Mann war, wissen alle diejenigen, die den Verstorbenen näher kannten, ihn auf seinen Exkursionen begleiten oder abends beim Glase einige Stunden mit ihm verleben durften.

So betrauern seine Freunde und Schüler in dem Dahingeschiedenen nicht nur einen in der Wissenschaft äußerst fruchtbaren Gelehrten, sondern auch einen charaktervollen Menschen.

Verzeichnis der Schriften von E. Holzapfel.

1878. Über die Zechsteinformation von Frankenberg. Tagebl. d. 51. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Kassel.

1879. Die Zechsteinformation am Ostrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges. Dissertation.

1882. Die Goniatitenkalke von Adorf in Waldeck. Palaeontograph. **28**. p. 225—262. Taf. XLIV—XLIX.

1883. Die Lagerungsverhältnisse des Devon zwischen Roer und Vichttal. Mit Karte. Verhandl. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande. **40**. p. 397-420.

1884. Über einige wichtige Mollusken der Aachener Kreide. Mit 2 Taf. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **36**. p. 454—484.

1885. Über die Fauna des Aachener Sandes und seine Äquivalente. Ebenda. **37**. p. 595—609.

1886. Geologische Karte der Umgegend von Aachen. Zusammen mit Siedamgrotzky. Freiberg i. S.

1888. Über eine Cephalopodenfauna des unteren Carbon. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **40**. p. 599—601.

1887—89. Die Mollusken der Aachener Kreide. Palaeontographica. **34**. p. 29—180. Taf. IV—XXI; **35**. p. 139—268. Taf. VIII—XXIX.

1889. Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Paläontolog. Abhandl. von Dames und Kayser. N. F. H. 1.

1889. Über Aufnahmen auf Blatt Dachsenhausen. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1888. p. CV—CVI.

1892. Über Aufnahmen auf Blatt St. Goarshausen. Ebenda für 1889. p. LXXIX—LXXX.

— Über Aufnahmen auf Blatt Algenroth. Ebenda für 1890. p. LXVII —LXVIII.

1892. Blatt Dachsenhausen der geologischen Spezialaufnahme von Preußen.

1893. Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abhandl. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. **15**.

1894. Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufe F, G, H Barrande's zum rheinischen Devon. Zusammen mit E. Kayser. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **44**, 3, und Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **14**. p. 236—284.

1895. Das obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge. Abhandl. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. **16**.

1895. Über das Alter des Kalkes von Paffrath. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **47**. p. 368—370.

1895. Bericht 1. über die Aufnahmearbeiten in der Gegend von Wetzlar, 2. über die Aufnahmen in der Aachener Gegend. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **15**. p. XXXV—XXXVIII.

1896. Bericht der Herren L. Beushausen, A. Denckmann, E. Holzapfel und E. Kayser über eine gemeinschaftliche Studienreise. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **17**. p. 277—280.

1896. Über das Mitteldevon im rheinischen Gebirge. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde in Bonn.

1897. Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1896. 1. Beobachtungen im Lahngebiet. 2. Beobachtungen in der Gegend von Aachen. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. **17.** p. XXXVIII —XLVIII.

1898. Die Granite der Gegend von Aachen. Zusammen mit Dannenberg. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **18.** p. 1—19.

1898. Bemerkungen zu einer Arbeit von G. Dewalque: Un gîte de sable oligocène dans l'Hertogenwald. Ann. soc. géol. Belg. **29.** Bull.

1898. Die cambrischen und ältesten Devonschichten in der Gegend von Aachen. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **19.** p. CV—CXVII.

1899. Die Cephalopoden des Domanik im südlichen Timan. Mémoire du comité géolog. de la Russie. **12.**

1899. Steinsalz und Kohle im Niederrheintal. Sitzung d. deutsch. geol. Ges. 1899. Titel. Ref. in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. p. 50/51.

1899. Beobachtungen im Unterdevon der Aachener Gegend. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **20.** p. 199—226.

1900. Geologische und topographische Verhältnisse der Gegend von Aachen. Festschrift z. 72. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte. p. 52—63.

1900. Zusammenhang und Ausdehnung der deutschen Kohlenfelder. Verhandl. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte. p. 3—17. Auch Naturwissensch. Wochenschr. 1901. p. 1—6.

1901. Einige Beobachtungen über „Flinz“ und Büdesheimer Schiefer. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande. **58.** p. 182—201.

1901. Die geologischen Verhältnisse Deutschlands mit besonderer Berücksichtigung der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Handbuch der Wirtschaftskunde Deutschlands. I. p. 86—109.

1902. Compte rendu de la session extraordinaire de la société géologique de Belgique, tenue à Düsseldorf et à Iserlohn. Zusammen mit A. Habets. Annales de la soc. géol. de Belg. **29.** p. 157—193.

1902. Bemerkungen zu den Ausführungen der Lethaea über das Carbon bei Aachen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **54.** p. 79—81.

1903. Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **24.** 3. p. 483—502.

1904. Bericht über Cambrium, Kohlenkalk, Kreide und Tertiär der Aachener Gegend. Ebenda. **25.** 4. p. 531—543.

1904. Blatt St. Goarshausen der geologischen Spezialaufnahme von Preußen. — Blatt Caub und Algenroth zusammen mit A. Leppla.

1907. Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon. Festschrift zu A. v. Koenen's 70. Geburtstag. p. 231 -262.

1908. Die Eisenerzvorkommen in der fränkischen Alb. „Glückauf“. p. 341 —350. Mit 5 Figuren.

1908. Sur l'âge des Lignites du Rhin. Annales de la soc. géol. du Nord. **37.** p. 52.

1908. Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfauna des rheinischen Stringocephalenkalkes. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **29**, II, 1. p. 111—129. Taf. IV—VII.
1909. Über die neueren Beobachtungen in den metamorphischen Gebieten der Ardennen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. I. p. 108—128. Auszug im Bull. soc. belge de Géol. **23**. p. 320—331.
1910. Die Geologie des Nordabfalls der Eifel. Festschr. zum XI. Allgemeinen deutschen Bergmannstag in Aachen. p. 1—214, und Abhandl. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. **66**.
1910. Neuere Beobachtungen in der niederrheinischen Braunkohlenformation. Bericht des niederrhein. geol. Ver. p. 7—12.
1911. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blatt Herzogenrath, Eschweiler, Düren, Aachen, Stolberg, Lendersdorf.
1912. Die devonische Formation. Handwörterbuch der Naturwissenschaften. p. 951—960.
1913. Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Eupen im Jahre 1911. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **32**, II. H. 3.

Foraminiferen in Diluvialschichten.

Von **E. Geinitz** in Rostock.

Der reiche Befund von kleinen Foraminiferen in den Feinsanden und Tonen von Wismar (vergl. Mitteil. d. meckl. geol. Landesanst. **20**. p. 17) wurde von Herrn Dr. Beutler näher untersucht und ergab folgende Formen: *Orbulina universa*, *Globigerina* sp., *Gl. bilobata*, *Gl. bulloides*, *Bolivina linearis*, *Bol. tenuis*, *Bol. antiqua*, *Textularia globulosa*, *Text. conulus*, *Text. globifera*, *Truncatulina lobatula*, *Rotalia polyrrhaphes*, *Rot. nitida*, *Cristellaria* sp., *Pulvinula* ?, *Frondicularia* sp., *Bulimina* cf. *pupoides*, *Nodosaria* sp.

Es sind alles Kreideformen, nur ganz untergeordnet finden sich auch einige Tertiärformen; sie sind also nicht aus dem dortigen tertiären Untergrund entnommen, sondern von weiter her verfrachtet, offenbar aus diluvialen Ablagerungen ausgeschlämmt.

Daß unsere Diluvialbildungen, Geschiebemergel wie Sande und Tone, Kreideforaminiferen enthalten müssen, ist eigentlich selbstverständlich, wenn man die Menge von zerriebenem Feuerstein und ausgeschlämmter Kreide in denselben berücksichtigt. Ebenso wie die größeren Brachiopoden und Lamellibranchiaten, die nur wegen ihrer Kleinheit so gut erhalten sind, werden sich Kreideforaminiferen als Erratika hier finden müssen, die nicht mit primären Versteinerungen der betreffenden Diluvialschicht zu verwechseln sind.

Der Gang der Verfrachtung war folgender: Mit dem aufgearbeiteten Kreideuntergrund wurden die Foraminiferen in die Grund- und Innenmoräne aufgenommen — wir müssen sie also im

Geschiebemergel finden —, aus der Moräne wurden sie wiederum durch die Schmelzwässer zu allen Zeiten ausgespült und flottierend in die Sedimente geführt — daher ihr Vorkommen in Kies, Sand, Schluff und Ton —, dabei wegen ihrer Kleinheit und Leichtigkeit infolge des Luftgehaltes mit Vorliebe in Feinsanden und Schluffen deponiert, bei Kiesvorkommen in den diesen beigemengten feineren Sanden.

Daß sich ab und zu auch einige tertiäre Sachen finden, ist nicht zu verwundern.

Die Feinsande und Schluffsande erscheinen am reichsten an Foraminiferen. Man kann den Sand selbst ohne weitere Vorbereitung unter das Mikroskop bringen und findet wohl in jedem Präparat etliche Formen. Es ist der natürliche Schlämmvorgang, der die flottierenden Fossilien zusammen mit den feinsten Sandpartikeln abgelagert hat. Daher wird man wohl auch Erfolg haben, wenn man das Material mit dem Schöne'schen Schlämmapparat behandelt und das betreffende Korn untersucht, auch hier wird eine Anreicherung stattfinden.

Die Untersuchung einer großen Anzahl von mecklenburgischen Diluvialablagerungen bestätigte diese Voraussetzung: ganz allgemein verbreitet, sowohl in Geschiebemergel wie in Sanden und Tonen (natürlich nicht in den entkalkten), finden sich in unserem Diluvium meist zahlreiche wohlerhaltene Kreideforaminiferen. Dieselben sind meist nur klein (meist 0,05—0,1 mm), größere Formen selbstverständlich nicht ausgeschlossen.

Die Zahl der in Mecklenburg nachgewiesenen Arten stimmt fast vollständig mit der Liste von Wismar, die Formen wiederholen sich fast überall. Wenn bei einem Punkt einmal Lücken vorkommen, bei einem anderen eine neue Form sich findet, so liegt dies wahrscheinlich mit an der Methode der Bearbeitung und an der kleinen entnommenen Stichprobe. Es sollte die Untersuchung nicht erschöpfend sein, da ja auch ihr Ergebnis keine überraschende Neuigkeit bringt [1], sondern nur dahin zusammenzufassen ist, daß bei der petrographischen Beschreibung unserer Diluvialbildungen als Zusatz gesagt werden muß: „dieselben führen durchgängig zahlreiche winzige Kreideforaminiferen." Es wurden folgende Proben untersucht; die Bestimmung übernahm freundlichst Herr Dr. Beutler:

Geschiebemergel:

Wismar, Bohrloch X, 1899, 6—8 m Tiefe.
Westenbrügge b. Neubukow, aus 3—17 m
Clausdorf b. Neubukow, 26 m Tiefe.

[1] So hat schon 1858 v. d. Marck aus westfälischem Kies eine Menge Foraminiferen beschrieben (Verh. naturhist. Ver. Rheinl. **15.**) und Woodward solche aus amerikanischem Geschiebemergel (Ann. report geol. surv. Minnesota. **13.** 1885).

Geschiebemergel:
Gr. Upahl b. Güstrow, 27—28 m (sehr kreidereich).
Stoltera, Punkt R, grau.
„ Punkt O 1, gelb, schluffige Bank.
Sande:
Rostock, Exerzierplatz, 30 m, 1896. Feinsand.
Stoltera, Punkt G′: Feinsand über schwarzem Ton.
„ H: Feinsand.
Bartelsdorf b. Rostock, feiner Sand im Kies (Sabban No. V).
Schwaan, Bohrung 148.
„ Ziegeleigrube, feiner Sand im Hangenden des Tones.
„ *Cardium*-Sand an der Beke (vergl. R. Gross).
„ Wiendorfer Tongrube, hangender Feinsand.
Terra b. Brodersdorf, Wellsand bei den ehemaligen Arbeiterhäusern. 1898.
Rüggow b. Wismar, Brunnen 30′: Grand-Kies, ausgesiebt.
Breesen b. Laage, Feinsand. 1898. Sandgrube.
Kronsberg b. Neukloster, Schluffsand, kalkreich. 1884.
Penzlin: Kies aus 32—34 m.
Warin: Bohrung 223, 70—71 m, feiner Schluffsand.
Schwerin: Bohrung 150, 20—23 m.
Teschendorf b. Neubukow, scharfer, kalkreicher Sand, 20,6—25 m.
„ „ „ feiner Sand, 30—42 m.
Niemerlang b. Freyenstein: Feinsand, 23—26 m.
Lübtheen: Grand einer alten Bohrung, ca. 30 m, gesiebt.
Westenbrügge, 36—39 m, Feinsand.
Ihlenfeld b. Neubrandenburg, grauer Feinsand aus 57—80 m.
Krumbeck b. Bredenfelde: 15—24 m Spatsand.

(Siehe Tabelle auf p. 104.)

(Ein vorgesetztes *h* oder *s* bedeutet, daß in den Proben häufig resp. selten Foraminiferen gefunden wurden; ein *h* in den Rubriken, daß die betreffende Form dort häufig oder vorherrschend ist.)

Methode der Präparation: Nachdem sich herausgestellt hatte, daß es sich fast nur um kleinste Formen handelt, welche mit durch das Batisttuch gehen, wurde einfach eine Sandprobe (etwa ein Teelöffel voll) in einem zusammengelegten Batistbeutel in kochendem Wasser (in einem Aluminiumbecher) eine Zeitlang (bis $\frac{1}{4}$ Stunde) kräftig bewegt und das durchgesiebte Material nach Trocknen untersucht.

Auch der auf dem Tuch bleibende Rückstand wurde untersucht, um die größeren Formen zu finden.

Geschiebemergel muß vorher geschlämmt werden, sein feinsandiger Rückstand kommt zur Untersuchung.

Bei feinstem Sand kann man ohne weiteres die Proben zur Untersuchung nehmen, grobe Sande siebt man zunächst ab.

	Orbulina universa	*Globigerina* sp.	*Gl. quadrilobata*[1]	*Globigerina bulloides*	*Globigerina cretacea*	*Bolivina linearis*	*Bolivina tenuis*	*Textularia globulosa*	*Textularia conulus*	*Textularia globifera*	*Textularia* sp.	*Truncatulina lobatula*	*Rotalia nitida*	*Rotalia* sp.	*Cristellaria* sp.	*Cornuspira cretacea*	cf. *Bulimina pupoides*[1]
Geschiebemergel:																	
Wismar	+	+	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	+	.	.	.
Westenbrügge	+	+	.	+	.	+	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.
Clausdorf	+	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.
h Gr. Upahl	+	+	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	+	+	.	.
Stoltera R	+	+	.	.	+	.	.	*h*	*h*	*h*	.	+	.	.	.	.	.
h „ O, 1	+	+	.	.	+	+	.	.	+	+	.	+	+	+	.	.	.
Sande:																	
Rostock	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
s Stoltera G'	+	+	+	.	+	+	.	.	+	.	.	.	.	+	.	.	.
„ H	+	*h*	+	.	+	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
Bartelsdorf	+	+	.	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	+	.	.	.
Schwaan 148, 18—20 m	+	+	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	+	.	.	.
„ 38—39 m	+	+	.	+	.	+	.	.	+	.	.	+	+	.	.	.	.
„ 55—56 m	+	.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.
„ 63 m	+	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
s „ Ziegelei	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.
„ *Cardium*-Sand	+	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	+	+	+	.	.	.
Wiendorf b. Schwaan	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
ss Terra	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Rüggow	+	+	.	.		.	.	+	+	.	.	+	.	.	.	.	.
s Breesen b. Laage	+	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
h Kronsberg b. Neukloster	+	+	.	.	+	+	+	+	.	+	.	.	+	+	+	.	.
Penzlin	+	+	.	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
h Warin	+	*h*	.	+	+	+	.	+	+	+	.	+	+	.	+	.	.
s Schwerin	+	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	+	+	.	.
h Teschendorf 20—25 m	+	+	.	.	.	+	.	.	+	+	.	+	.	+	.	.	.
s „ 30—42 m	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
s Neustrelitz 37	+	+	.	.	.	.	.	+	+	+	.	+	.	.	.	.	.
Lübtheen	+	*h*	.	.	.	+	.	+	.	+	.	+	.	.	+	+	.
s Niemerlang	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	+	.	.	.
s Westenbrügge, 36—39 m	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
h Ihlenfeld 57—81 m	+	+	.	+	+	+	.	+	*h*	+	.	+	.	+	.	.	+
Krumbeck b. Bredenf., 15—24 m	+	+	.	+	+	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.

Neben den kreisrunden Orbulinen finden sich auch ovale Formen, die zunächst mit hierzu gestellt sind, bei: Schwaan 62 m, Stoltern G', Kronsberg.

[1] tertiär.

Eine Trennung mit konzentrierter Kochsalzlösung erwies sich unvorteilhaft, eine Thoulierung des scharf getrockneten Materials (spez. Gew. des Obsidians) ergab oft recht gute Ausbeute: der Einfachheit halber wurde aber meist davon abgesehen und das Material direkt unter das Mikroskop gebracht. Zur Abblendung der Quarzkörnchen empfiehlt sich, die Substanz unter dem Deckglas in einen Tropfen Nitrobenzol (n = 1,55) einzubetten; die Foraminiferen heben sich hier prächtig ab.

Es kam mir darauf an, rasch zu arbeiten, weniger, eine vollständige Ausbeute zu erzielen. Wenn man berücksichtigt, daß immer nur eine kleine Stichprobe des Gesteins genommen wurde und diese nicht aufs äußerste durchgearbeitet wurde, so kann man die allgemeine und häufige Verbreitung der Foraminiferen behaupten. Einige Proben erwiesen sich natürlich reicher als andere, manche auffällig arm, aber etwas ist doch in jeder nachgewiesen worden.

Nontronit von Gellivare (Lappland).

Von **Alfred Bergeat** in Königsberg.

Gelegentlich der von Herrn Högbom geführten nordschwedischen Exkursion des Stockholmer Geologenkongresses im Jahre 1910 bemerkte ich am oberen Rande des Tagebaues Koskulls Kulle zu Gellivare ein Nontronitvorkommen. Eine mitgenommene Probe habe ich späterhin untersucht und bin besonders hinsichtlich der Entstehungsweise des Minerals zu Ergebnissen gekommen, die ich im nachstehenden mitteilen möchte. Ein genaueres Studium des Vorkommens an Ort und Stelle konnte wegen der Kürze der bei solchen Gelegenheiten verfügbaren Zeit nicht stattfinden und sei anderen Beobachtern empfohlen.

Der Nontronit tritt etwa 40 m SO des Punktes 229,07 auf der dem Högbom'schen Exkursionsführer beigegebenen Karte in nesterförmigen Putzen auf, die durch ihre gelbgrüne Farbe in dem rostig verfärbten Syenit auffallen. Der letztere zeigt die für die eisenerzführenden Syenite Gellivares charakteristische, unregelmäßige, streifen- oder schlierenförmige Verteilung der Gemengteile. Manche Partien des Gesteins sind arm an Hornblende, an anderen Stellen reichert sich diese zu feinkörnigen Aggregaten in ähnlicher Weise an wie der Magnetit. Biotit ist in dem Nebengestein des Nontronits, soweit die mitgebrachte Probe zeigt, im Verhältnis zur Hornblende untergeordnet. Ein Dünnschliff durch den mürben, mit Eisenhydroxyden imprägnierten Syenit zeigt viel Plagioklas von der ungefähren Zusammensetzung eines Albits $Ab_{95}\,An_5$; die Hornblende bildet kurz prismatische, wie die Untersuchung von Pulverpräparaten ergab, mitunter ringsum von Flächen umgrenzte Körner von zonarer Färbung, $\mathfrak{a}$ hellbraun, $\mathfrak{b}$ braungrün, $\mathfrak{c}$ mehr

oder weniger intensiv blaugrün, Absorption $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$; die Auslöschungsschiefe entspricht derjenigen der gemeinen Hornblende. Der ungleichmäßig verteilte, in kleinsten Kriställchen und Körnern oder in unregelmäßigen Ausscheidungen und schlierigen Anreicherungen auftretende Magnetit ist nur wenig in Brauneisenerz umgewandelt.

Der lebhaft gelbgrüne, in der Farbe an Epidot erinnernde Nontronit bildet lockererdige Partien, in welchen er mit Bestandteilen des Syenits vermengt ist. Man kann von einer Nontronitisierung des Gesteins sprechen, die zweifellos von Spältchen aus vorgedrungen ist, und es läßt sich schon mit der Lupe erkennen, daß vorzugsweise die an Hornblende reicheren Stellen auch der Hauptsitz der Nontronitisierung sind, daß diese aber auch den Feldspat ergriffen hat, daß jedoch der Magnetit nicht in unmittelbarer Beziehung zur Bildung des Eisensilikates steht.

Durch wiederholte Sonderung des Pulvers mit Acetylentetrabromid erhielt ich zunächst ein hauptsächlich aus grüner, meist faserig zerfressener Hornblende bestehendes Produkt, in welchem auch viel Apatit, Titanit, etwas Biotit, Magnetit und Zirkon vorhanden waren; der letztere läßt sich auch massenhaft in den Dünnschliffen als Einschluß im Feldspat und vor allem in der Hornblende erkennen, in welch letzterer er von pleochroitischen Höfen umgeben wird. Der spärlich vorhandene Epidot ist, wie die Dünnschliffe zeigen, aus Feldspat hervorgegangen. Das reinste Sonderungsprodukt hatte ein spez. Gew. von 2,290—2,295 und bestand zum allergrößten Teil aus Nontronit, war aber trotz wiederholter Behandlung in der schweren Flüssigkeit immer wieder mit so viel Partikelchen von Hornblende und Feldspat verunreinigt, daß die so sehr erwünschte Analyse keine Auskunft über die genaue Zusammensetzung des Nontronits gebracht hätte. Der letztere bildet fast durchweg Aggregate von annähernd parallel liegenden, spindelförmig auslaufenden Fasern; sie sind am Rande hellgrün durchsichtig, wo hingegen die Aggregate dichter sind, im durchfallenden Lichte schmutzig braungrün und, wie durch allerfeinste Einschlüsse, etwas trübe. Andeutungen einer schuppen- oder blättchenförmigen Ausbildung sind ziemlich selten, eine kristallographische Umgrenzung, wie etwa das Auftreten in sechsseitigen Täfelchen, war gar niemals zu beobachten. In der Faserrichtung sind die Aggregate optisch positiv, die Lage der Hauptschwingungsrichtungen ließ sich an den nicht völlig parallelfaserigen, oft gebogenen und Aggregatpolarisation zeigenden Bündeln nicht genau feststellen, doch scheinen sie ganz oder sehr nahe mit der Längs- und Querrichtung zusammenzufallen. Der Pleochroismus ist merklich, die Absorption für den der Faserrichtung parallel oder annähernd parallel schwingenden Strahl die größere. Es fand sich $\alpha_D > 1{,}585, \leq 1{,}598$ (Anilin bezw. Bromoform bei 18°), $\gamma_D \leq 1{,}620$

(Monojodbenzol bei 18°). Zum Vergleich bestimmte ich in denselben Flüssigkeiten die Brechungsexponenten des Nontronits von Concepción del Oro [1], wobei sich keine Unterschiede ergaben. Ich stelle die charakteristischen physikalischen Eigenschaften des Nontronits von Gellivare und desjenigen von Concepción hier nebeneinander.

	Spez. Gew.	Farbe im durchfallenden Licht	Opt. Charakter der Fasern	Lichtbrechung	Auslöschung
Concepción	2,29	gelbgrün bis schmutzig-braungrün. Abs. $\gamma > \alpha$	+	α_D ca. 1,595	sehr wenig schief zur Faserrichtung oder gerade
Gellivare	2,290—2,295			γ_D ca. 1,620 Doppelbr. ca. 0,025	

Innerhalb der Genauigkeit der angewandten Methoden erweisen sich also beide Nontronitvorkommnisse als identisch.

Als Beitrag zu der Frage, ob der Nontronit, wie manchmal angenommen wird, ein Gel oder aber ein kristallines wasserhaltiges Eisensilikat sei, mögen noch Angaben über sein Verhalten zu Säuren dienen. Durch kalte Essigsäure wird der Nontronit von Gellivare auch bei 48stündiger Behandlung nicht angegriffen. Kalte konzentrierte Salzsäure zerstört ihn so langsam, daß nach 2stündiger Einwirkung noch keine tiefgehende Einwirkung bemerkbar ist. Nach 48 Stunden war das Eisenoxyd ausgelaugt und es hinterblieben Skelette, deren Lichtbrechung kleiner als 1,46 war, die also offenbar aus kolloidaler Kieselsäure bestanden. Diese Skelette zeigten noch sehr schwache Doppelbrechung mit positivem Charakter in der Richtung der Faserung. Durch Erhitzen unterhalb der Rotglut werden die Nontronitfasern rotbraun mit sehr merklicher Erhöhung des Pleochroismus, Absorption ist wiederum $\gamma > \alpha$, der optische Charakter der Faserrichtung bleibt positiv und, wie sich dies nach der SCHRÖDER VAN DER KOLK'schen Methode erkennen läßt, ändert sich weder die Lichtbrechung noch die Doppelbrechung bei dieser Erhitzung wesentlich.

Wie ich schon andeutete, ist der Nontronit zum größten Teile aus der Hornblende hervorgegangen; im Dünnschliffe erkennt man aber auch, daß das Eisensilikat an die Stelle von Feldspat getreten sein kann. Seine Beziehungen zur Hornblende zeigen sich besonders deutlich in den Pulverpräparaten: man sieht darin Nontronit in Verwachsung mit dem Amphibol; dieser ist faserig zerfressen und seine Faserung findet gewissermaßen ihre Fortsetzung in der Faserstruktur des Umwandlungsproduktes. Viele

[1] BERGEAT, Nontronit, gebildet durch die Einwirkung von Eisensulfatlösung auf Wollastonit. Dies. Centralbl. 1909. p. 161—168. Die Doppelbrechung hatte ich dort aus den Interferenzfarben zu bestimmen gesucht und dabei 0,03 gefunden.

Nontronitaggregate umschließen Reste der Hornblende und nicht selten findet man auch die ehemals von der letzteren umschlossenen Zirkone im Nontronit wieder.

In einem vorzugsweise aus Hornblende bestehenden Dünnschliffe konnte das Auftreten des Nontronits im Feldspat gut beobachtet werden. Der Mikroperthit und Albit zeigen eine geringe, wohl von Kaolinbildung herrührende Trübung, stellenweise beobachtet man in ihnen auch grüne Epidotkörnchen, auf Rissen hat sich Eisenoxyd angesiedelt. Unabhängig von alledem dringt die Nontronitbildung auf Rissen in den Feldspat ein und seine Prismen schieben sich dann mit Vorliebe in der Richtung der Zwillingsstreifung oder der Perthitspindeln in das Mineral vor. Die Umwandlung des Feldspates in Nontronit verweist auf einen komplizierten Vorgang und zeigt, daß die Nontronitisierung des Gesteins nicht lediglich als eine Verwitterungserscheinung zu deuten ist, welcher die Hornblende zum Opfer fällt. Den Nontronit von Gellivare als ein Produkt „postvulkanischer Prozesse" aufzufassen verbietet sich ganz von selbst, denn der Syenit hat sichtlich erst nach der Metamorphose die Nontronitisierung erfahren; die letztere muß durch Lösungen eingeleitet worden sein, die von oben her in das Gestein eindrangen. Ob dabei solche von Eisensulfat beteiligt waren, wie zu Concepción, entzieht sich völlig meiner Beurteilung; an sich wäre es aber nicht unmöglich, da Pyrit zu Gellivare stellenweise auftritt.

Zu Concepción verwittert der auf den Halden gebildete Nontronit bald zu mulmigen, brauneisenerzhaltigen Massen. Dieselbe Verwitterung zeigt sich auch zu Gellivare. Diese auffällige Unbeständigkeit weist darauf hin, daß bei den zur Nontronitbildung führenden chemischen Prozessen sehr empfindliche Gleichgewichtseinstellungen im Spiel gewesen sein müssen.

Spuren postvulkanischer Prozesse im Kontakthofe des Lausitzer Granitmassivs.

Von **P. J. Beger** in Leipzig.

Im Sommer 1912 fand Verf. auf dem Hirschberge bei Ohorn auf Sekt. Pulsnitz der geol. Spezialkarte des Kgr. Sachsen ein Vorkommnis pneumatolytisch gebildeter Mineralien. Da jedoch nur relativ wenig Material zu erhalten war, wurde von einer Publikation bisher abgesehen in der Hoffnung, daß neue Trümer angeschlagen würden. Um aber die Bekanntschaft des interessanten Vorkommnisses nicht allzu lange zu verzögern, sei hier eine kurze Mitteilung der wesentlichsten Punkte gestattet, der später eine ausführliche Beschreibung folgen wird.

Die kleine Lagerstätte findet sich in dem unteren Quarzglimmerfelsbruche am Hirschberg. Den Hauptbestand macht ein Erzgang aus, der in der Hauptsache aus Magnetkies, Kupferkies, Eisenkies und beträchtlichen Mengen von Eisenspat aufgebaut ist, während sich bläulicher, derber Quarz nur in geringem Maße an der Zusammensetzung beteiligt. Bemerkenswert ist, daß der Eisenspat häufig verdrängt ist durch Limonit, der mit Vorliebe zierliche blätterige Gewebe nach dem Rhomboeder des Eisenspats bildet. Bisweilen sind diese mit dem Carbonat innig verwachsen, so daß man den kontinuierlichen Übergang bestens verfolgen kann.

Wichtig für die Beurteilung der genetischen Beziehungen ist, daß völlig verkieste Brocken des hochgradig kontaktmetamorphen Nebengesteins sich im Erzgange eingeschlossen befinden; denn dieser Umstand deutet auf eine Entstehung infolge postvulkanischer Tätigkeit hin, deren Zeitpunkt nicht weit hinter der Intrusion des Granites liegen dürfte, da der Grauwaçkehornfels in seiner ganzen Masse mit gleichmäßig verteiltem Magnetkies imprägniert ist — ebenso wie mit lichtem, nach $\mathfrak{a}$ farblosem, nach $\mathfrak{c}$ hellgelbbraunem Magnesiumturmalin. Mehr noch als die gleichmäßige und reichliche Verteilung weist die zwar nicht immer, aber oft zu beobachtende Idiomorphie beider Mineralien darauf hin, daß die Pneumatolyse mit der Kontaktmetamorphose eng verknüpft gewesen ist.

Gegenüber den übrigen in der Lausitz bekannten Erzvorkommnissen — es sei nur erinnert an Sohland, Bautzen, Steinigt-Wolmsdorf — gewinnt das vom Hirschberg insofern an Interesse, als es nicht wie die übrigen an Lamprophyre geknüpft ist, sondern als vollkommen selbständiger Gang auftritt. Noch mehr aber wächst seine Bedeutung dadurch, daß es mit einem Zinnsteinvorkommnis in Verbindung steht, zumal Zinnstein bisher in der Lausitz noch nicht gefunden worden ist.

Der Quarzglimmerfels wird nämlich durch verschiedenartige, z. T. greisen-, z. T. pegmatitähnliche Trümer durchsetzt, von denen gegenwärtig allerdings keine aufgeschlossen sind. Sie führen fast alle Mineralien der Zinnerzpneumatolyse, meist nur in mikroskopischen Dimensionen. Von größtem Interesse ist der Zinnstein, der in Körnchen auftritt, die eine Größe von $100 \times 250\ \mu$ erreichen. Sein starker Pleochroismus von lichtgrün zu tiefrot bis braunrot erinnert an manche Titanite, weshalb er isoliert und vor dem Lötrohre geprüft wurde. Die durch Reduktion vermittels Cyankali auf Kohle erhaltenen metallischen Zinnflitter gaben, auf dem Platinblech mit Salzsäure und Kaliumchloriplatinat versetzt, die charakteristische intensive braunrote Farbe. Durch Chlorkalium wurden alsdann Kriställchen von Kaliumzinnchlorür ausgefällt. Ein Versuch mit einer durch Kupfer schwach angefärbten Boraxperle bestätigte das Ergebnis, insofern als nach Zusatz eines Zinnerzkörnchens durch abwechselnde Erhitzung im Oxydations- und Re-

duktionsraume sich tief rubinrote Farbe einstellte. Demnach ist das Vorkommen von Zinnstein in der Lausitz als gesichert zu erachten. Ferner führen die Trümer reichlich Magnetkies, mit dem bisweilen Pyrit verwachsen ist, der jedoch nicht selten auch selbständige große Kristalle bildet. Bemerkenswert ist das reichliche Vorkommen von oxydischem Eisenerz, das eigentümlich spießige, verzweigte und gewundene Flitter oder zu kompakten Putzen solcher verwachsene Aggregate bildet. In seltenen, aber verhältnismäßig großen Körnchen findet sich ein im durchscheinenden Lichte fuchsbraunes, im reflektierten grauviolettes Erz, das dem Chromeisen angehören dürfte.

Gleich den Erzen verdankt der durch Zahl und Größe auffallende Apatit seine Entstehung der pneumatolytischen Tätigkeit. Einer der stattlicheren Kristalle mißt $118 \times 588\ \mu$. Meist jedoch wird die Breite nicht so sehr von der Länge überragt. Seltener sind Topas[1] und Flußspat. Dieser bildet gewöhnlich winzige Körnchen, die von lentikulären, dem Lithionit eingelagerten carbonatischen Massen umhüllt sind. Eigenartig ist das Vorkommen einer dem Tremolit zuzurechnenden farblosen Hornblende von 17^0 Auslöschungsschiefe auf $\{010\}$ und einer Doppelbrechung von ca. 0,025, wie Bestimmungen mit Hilfe der Michel-Lévy'schen Tabelle ergeben haben. Sie ist in winzigen Säulchen ausschließlich dem Quarze interponiert. Glimmer finden sich dreierlei: Muscovit, Lithionit und Phlogopit. Die ersten beiden unterscheiden sich durch Schmelzbarkeit und Pleochroismus sehr leicht, scheinen auch nie zusammen aufzutreten. Der Phlogopit hingegen ist gerade den lithionitführenden Trümern eigen, ohne daß er aber bei spektroskopischer Prüfung die Lithionlinie zeigte. Er bildet bis über 3 cm große, lichtbraune Kristalle, die drusenartig in dem normalen mittelkörnigen Greisen sitzen, an dessen Aufbau er sich im übrigen nicht weiter beteiligt. Auf feldspatreiche, pegmatitartige Trümer beschränkt ist ein brauner Turmalin, der im besten Falle zentimeterdicke Prismen bildet. Durch seine Brechungsexponenten $\varepsilon_{Na} = 1{,}6162$ und $\omega_{Na} = 1{,}6405$ erweist er sich als Magnesiumturmalin. Mit ihm identisch sind die allenthalben im Grauwackehornfels des Fundortes verstreuten mikroskopischen Turmalinindividuen.

Nach alledem dürfte kein Zweifel bleiben, daß es sich hier um eine Lagerstätte im Kontaktgestein handelt, die ihre Entstehung der durch die Granitintrusion bedingten Pneumatolyse verdankt.

Auf dieselbe Ursache ist eine anders geartete, ebenfalls im Kontakthofe auftretende Erscheinung zurückzuführen. Die Brüche in der Ponickau bei Elstra, am Galgenberg bei Burkau, sowie ein

[1] Topas kommt reichlicher in analogen Trümern auf dem benachbarten Schwedenstein vor.

Schurf bei Sign. 303 am Heiligen Berg unweit Gersdorf (Sekt. Kamenz) liefern Beispiele hierfür. An diesen Punkten werden die hochmetamorphen Grauwackehornfelse durchzogen von 0,5 bis 1 cm breiten grünen Streifen, die bald parallel verlaufen, bald sich wirr durchkreuzen, hier eng geschart und da weiter entfernt und vereinzelt sind. Sie werden in der Mitte geteilt von einer papierdünnen, höchstens Kartonstärke erreichenden schwarzen Schicht, die sich u. d. M. zusammengesetzt erweist aus neugebildetem, frischgrünem Chlorit in sechsseitigen Blättchen oder helminthartigen „Geldrollen" nebst etwas Epidot und Quarz. Zu beiden Seiten der durch diese Mineralien ausgeheilten, messerscharfen Klüfte ist der bei der Kontaktmetamorphose neugebildete Biotit umgesetzt zu Chlorit, und zwar unmittelbar an der Kluft vollkommen, etwas weiter entfernt nur teilweise, während er in einem Abstande von 3 mm von der Kluft keine Spur einer Umsetzung mehr zeigt. Als seltene Neubildung treten bisweilen winzige Turmalinschwärme auf, die den Beweis für stattgehabte pneumatolythische Wirkung erbringen. Offenbar haben saure Gase oder Dämpfe das Gestein zersprengt und beim Entweichen die Umsetzung des Biotits zu Chlorit — und in analoger Weise des Cordierits zu Glimmer — bewirkt. Der sich dabei ergebende Substanzrest hat nach überschläglicher Berechnung die ungefähre Zusammensetzung von Chlorit, wobei ein Kieselsäureüberschuß bleibt. Demnach wäre der Stoff zu den die Kluft ausheilenden Neubildungen dem Gestein entnommen, die wirkende Kraft aber im postvulkanischen Prozeß zu suchen.

Leipzig, Institut für Mineralogie und Petrographie, den 9. Januar 1914.

Zum Verhalten des Steinsalzes gegenüber mechanisch deformierenden Kräften.

(Zur Kontroverse mit Herrn M. Naumann [1].)

Von **K. Andrée** in Marburg i. H.

Das Verhalten des Steinsalzes gegenüber mechanisch deformierenden Kräften ist für den Geologen von großer Bedeutung, da infolge der speziellen Eigenschaften des Steinsalzes die aus demselben gebildeten Gesteinskörper sich tektonischen Störungen gegenüber ganz anders als die gewöhnlichen Gesteine verhalten. Dieser geologische Grund hatte mich seinerzeit veranlaßt, kurz ein blaues Steinsalz zu beschreiben, welches den Schluß erlaubte, daß beim Steinsalz außer der längst bekannten reinen Trans-

[1] Vergl. dies. Centralbl. 1913. p. 696—699.

lation noch eine andere, und zwar eine inhomogene Deformation möglich ist, die ich als abnorme Knickung[1] nach einer nur wenig von der Granatoederfläche abweichenden Vizinalfläche oder mehreren solchen charakterisierte. Ich hob hierbei hervor, daß dieser Fall wohl dadurch hervorgerufen sei, daß der verursachende Druck zu der Richtung möglicher Translation nicht genau genug parallel gerichtet war, um eine solche hervorzurufen, daß also gleichsam eine mißglückte Translation vorliege.

Hiergegen hat nun Herr NAUMANN Bedenken in einer Mitteilung ausgesprochen, gegen deren sachlichen Teil ich mich im folgenden wenden muß. Herr NAUMANN hat gemeint, daß die Knickung der Hexaederfläche, welche ich beobachten konnte, dadurch zustande gekommen sei, daß viele durch reine Translation gegeneinander verschobene und nebeneinander auf der betreffenden Würfelfläche austretende, dünne Platten „Scheinflächen" entstehen ließen, indem durch Lösungseinwirkung an feuchter Luft die „Treppe" der Translationsstreifen (vergl. Fig. 1 auf p. 699) in eine schiefe Ebene verwandelt werde. Ich bestreite nicht, daß dieser Fall unter Herrn NAUMANN's Material, das ich nicht kenne, vorkommen mag. Mein Stück aber, das Herr NAUMANN nicht gesehen hat, zeigt erstens nicht die leiseste Andeutung einer solchen „Treppe". Zum zweiten kann bei demselben von einer Verwandlung eines derartigen Gebildes in eine „schiefe Ebene" auf dem angegebenen Wege auch nicht die Rede sein, da die Flächenknickung auf jeder neu hergestellten, frischen Spaltfläche in genau derselben Weise auftritt, und endlich ist auch auf optischem Wege im Polarisationsmikroskop nichts von vielen dünnen Translationsplatten zu sehen, die sich an dem regelmäßigen Absetzen von Streifen mit verschieden starker Spannungsdoppelbrechung[2] hätten erkennen lassen müssen.

Herr NAUMANN muß also schwereres Geschütz auffahren, um meine Ansicht in bezug auf die von mir beschriebene Erscheinung zu widerlegen[3].

Es erscheint mir zwar nicht ausgeschlossen, daß die von mir beobachtete Knickung durch alle Übergänge mit jener inhomogenen Deformation verbunden ist, welche, wie MÜGGE und JOHNSEN angeben und wie RITZEL neuerdings vielfach bestätigte,

[1] Von „Translation nach einer Vizinalfläche", wie Herr NAUMANN p. 698 schreibt, habe ich nie gesprochen!

[2] Wenn ich von Spannungsdoppelbrechung und inhomogener Deformation sprach, so ist es klar, daß ich gerade an die innere Deformation der Kristallmaterie dachte, wie eine solche allerdings durch die von mir angenommene „Knickung" entstehen muß. Vergl. hierzu bei NAUMANN p. 699, letzter Absatz.

[3] Man hätte erwarten können, daß die von mir herangezogene „Zwillingsbildung nach dem BRAUNS'schen Gesetz" Berücksichtigung fand.

das Gefüge des Steinsalzes infolge von Translation alteriert, mit der letzteren aber nur insofern zusammenhängt, als zu deren Erzeugung für die Überwindung der Kohäsion des Minerals ein bestimmtes Maß von Kraft erforderlich ist, welches außer der reinen Translation auch noch eine inhomogene Deformation mit Doppelbrechung hervorruft. Durch reine Translation, die ja eine homogene Deformation darstellt, kann beim Steinsalz — das betone ich nochmals — eine Doppelbrechung überhaupt nicht hervorgerufen werden. Des weiteren ist aber wahrscheinlich, daß die Stücke, welche R. Brauns seinerzeit veranlaßten, von einer Zwillingsbildung zu sprechen, die von mir beobachtete Erscheinung der Knickung in noch viel deutlicherem Maße zeigten, und es ergeben sich hieraus doch bedeutende Abweichungen von der reinen, homogenen Translation.

Nach alledem sehe ich nach wie vor keine Veranlassung, von meinem bisherigen Standpunkt abzugehen, daß außer der reinen Translation[1], die auch wohl im wesentlichen für die von Milch[2] festgestellte Erhöhung der Plastizität des Minerals durch Temperaturerhöhung verantwortlich zu machen ist, eine inhomogene Biegung vorkommt, die an dem von mir untersuchten Stücke als ein infolge ihrer Anlehnung an Translationsflächen besonders regelmäßiger Fall jener Biegungen zu gelten hat, welche L. Milch bei der Kennzeichnung der Oberflächenbeschaffenheit nicht künstlich veränderter Spaltungsstücke mit den Worten beschrieben hat: „Auch auf ihnen finden sich gelegentlich Streifensysteme, die an die eigentümlichen Zeichnungen auf der Oberfläche gebogener[3] Stäbchen erinnern. . . . Selbstverständlich fehlt diesen Linienzügen die starke Krümmung, die sie bei den künstlich gebogenen Stäbchen besitzen, aber sie weisen nicht selten Störungen auf, die an Flexuren[3] erinnern: im Gebiet dieser Flexuren sind optische Anomalien regelmäßig und stark entwickelt, stärker wie in den künstlich in der Wärme viel intensiver gebogenen Stückchen. Spaltungsflächen mit diesen Zeichnungen können dem unbewaffneten Auge ganz glatt erscheinen, liefern aber auf dem Reflexionsgoniometer mehrere, oft verzerrte Reflexbilder, die gewöhnlich nicht in einer Zone liegen und somit das Vorhandensein von Krümmungen und Knickungen[3] beweisen, die man auch gelegentlich bei intensiver Beleuchtung direkt beobachten kann[3]“. Die Ursache der Plastizität des Salzes liegt aber „offenbar in der Verringerung des Wider-

[1] Vergl. auch A. Ritzel, Die Translation der regulären Halogenide. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. 53. 1913. p. 97—148.

[2] L. Milch, Über Zunahme der Plastizität bei Kristallen durch Erhöhung der Temperatur. I. Beobachtungen an Steinsalz. N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. I. p. 60—72. Taf. XI.

[3] Von mir gesperrt!

standes gegen eine Formveränderung und diese Verringerung macht sich allgemein, nicht ausschließlich[1] in kristallographisch bestimmten Richtungen geltend, wenn auch wohl in kristallographisch verschiedenen Richtungen mit verschiedener Intensität".

Herr Naumann mag sich vielleicht aus der Affäre ziehen, indem er auf Translationen von molekularen Dimensionen zurückgreift. Aber solange er nicht die Biegung der Spaltflächen bei den Milch'schen Biegungs- und Torsionsversuchen aus der Welt schafft, werde ich auf meinem Standpunkt verharren, wodurch diese an sich so bedeutungslose Angelegenheit zugleich für mich erledigt ist.

Marburg, Geologisches Institut der Universität, 20. XI. 1913.

Nachschrift von M. Naumann.

Die Redaktion war so freundlich, mir eine Beantwortung der obigen Ausführungen des Herrn Andrée anheimzustellen. Weil dieser über den ihm nach seiner eigenen Angabe fernliegenden Gegenstand im wesentlichen nur einige Literaturzitate bringt, die mir vor der Niederschrift meiner Zeilen auf p. 698—699 dies. Centralbl. 1913 wohlbekannt waren, so könnte ich nur meine dort schon ausgesprochene Ansicht wiederholen. Ich möchte von einer weiteren Diskussion mit Herrn Andrée in dieser Sache absehen.

Nochmals Herrn Joh. Koenigsberger's geologische Mitteilungen über Norwegen.

Von **V. M. Goldschmidt, J. Rekstad, Th. Vogt** in Kristiania.

In einer früheren Notiz[2] haben wir darauf hingewiesen, daß in Herrn Joh. Koenigsberger's geologischen Publikationen über Norwegen zahlreiche unrichtige Angaben enthalten sind; wir haben eine Reihe derselben aufgezählt und berichtigt.

In einer Entgegnung[3] sucht Herr Koenigsberger teils unsere Angaben zu widerlegen, teils mildernde Umstände für seine Fehler zusammenzustellen. Es scheint uns, daß ihm dies in keinem der Fälle gelungen ist.

Es würde zu weit führen, hier auf alle einzelnen Punkte, die wir in unserer ersten Notiz behandelt haben, nochmals einzugehen; es seien nur einige Beispiele herausgegriffen, um die Darstellungsweise des Herrn Koenigsberger zu beleuchten, bezüglich der übrigen verweisen wir auf unsere erste Mitteilung.

[1] Von mir gesperrt!
[2] Dies. Centralbl. 1913. p. 324.
[3] Dies. Centralbl. 1913. p. 520.

Wir schrieben, daß Herrn Koenigsberger's Angaben über die Metamorphose der Ergußgesteine am Langesundsfjord nicht den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen. Herr Koenigsberger hat behauptet, der Nephelinsyenit in der Umgebung der gepreßten Schollen zeige selbst keine Spur von Druckerscheinungen, dieselbe Behauptung wiederholt er in seiner Entgegnung[1]. Dem gegenüber ist festzustellen, daß protoklastische Erscheinungen überhaupt zum ersten Male an eben diesem Gestein beschrieben wurden[2]. Sollte Herr Koenigsberger dies nicht glauben, so empfehlen wir ihm, den Schliff No. 46 in Rosenbusch's bekannter Typensammlung von Dünnschliffen zu studieren.

Herrn Koenigsberger's Zahlenangaben[3] über die Höhenverhältnisse der präcambrischen Peneplaine auf Hardangervidden sind unrichtig. Herr Koenigsberger nennt als extreme Zahlen 1071 bis 1420 m; in der Originalarbeit von Rekstad steht 1171—1420 m, dort ist aber zudem ausdrücklich bemerkt, daß nur die ersten acht Zahlen der Tabelle auf ein einheitliches, tektonisch undeformiertes Gebiet Geltung haben und vergleichbar sind, dann erhält man Höhen zwischen 1336 und 1420 m, und zwar für ein Gebiet von etwa 600 km^2.

Herr Koenigsberger vermißt ein Zitat bei der Angabe, die Granitmylonite am Hardangerjökel seien schon bekannt. Wir holen dies gern nach; außer Björlykke's petrographischer Beschreibung, die Herr Koenigsberger selbst nennt, kann erwähnt werden, daß die Mylonite am Hardangerjökel schon 1908 als gepreßte Granite erkannt wurden[4]. Schon 1903 ist darauf hingewiesen worden, daß die quarzitischen Gesteine nach oben in Gneis übergehen[5]. Die Bezeichnung dieser Gesteine als Quarzite, die Herr Koenigsberger so missweisend findet, ist ganz in Übereinstimmung mit dem hohen Kieselsäuregehalt, den so viele dieser Gesteine besitzen[6].

Als mildernden Umstand führt Herr Koenigsberger unter anderem an, er habe sich weder für das Gebiet am Hörtekollen noch für die Gegend um den Hardangerjökel topographische Karten verschaffen können, er sei daher jetzt nicht mehr in der Lage, anzugeben, wo er denn eigentlich seine Beobachtungen gemacht habe. Karten im Maßstabe 1 : 100000, resp. 1 : 200000 hätte Herr Koenigsberger in jeder norwegischen Buchhandlung zum Preise von 60 Öre bis zu einer Krone erhalten können. Es er-

[1] l. c. p. 522, Anm. 1.

[2] W. C. Brögger, Zeitschr. f. Kristallogr. **16**. 1890.

[3] l. c. p. 525.

[4] J. Rekstad, Norges geologiske undersögelses aarbog. 1908. 4. p. 15.

[5] J. Rekstad, Norges geologiske undersögelses aarbog. 1903. 4. p. 25.

[6] So zeigt eine unveröffentlichte Analyse von 1911 in einem solchen Gestein 88,22 % SiO_2, zu der Analyse wurde nicht einmal ein ungewöhnlich quarzreiches Stück gewählt.

scheint uns als eine höchst merkwürdige Arbeitsweise, daß jemand geologische Untersuchungen vornimmt und veröffentlicht, ohne sich die jederzeit erhältlichen topographischen Karten des Gebiets zu verschaffen.

Herr Koenigsberger insinuiert, wir hätten Hörtekollen nur längs einem Profil untersucht, während er deren zwei kennt. Wir können zu seiner Beruhigung mitteilen, daß einer von uns (V. M. Goldschmidt), lange ehe Herr Koenigsberger die Gegend besuchte, das ganze Kontaktgebiet um Hörtekollen im Maßstab 1 : 25 000 kartiert hat. Wir stellen nochmals fest, daß es hier keine Stelle gibt, an welcher die Kontaktmetamorphose nur 5—10 m weit gereicht hat.

Herr Koenigsberger ist somit nicht sehr glücklich in der Widerlegung unserer Angaben. Offenbar im Gefühl dieser Tatsache bringt er selbst einen Angriff gegen einen von uns (V. M. Goldschmidt), allerdings auf einem Gebiet, das fern von unserer ersten Notiz steht, nämlich der Anwendung der Thermodynamik auf Petrographie.

Herr Koenigsberer behauptet wörtlich, die Phasenregel sei kein a priori gültiges thermodynamisches Gesetz. Wir möchten Herrn Koenigsberger dringend empfehlen, diese Entdeckung auch in einer physikalischen Zeitschrift zu veröffentlichen.

Daß die Bildung und temporäre Existenz instabiler Mineralkombinationen gegen die Phasenregel streite, ist uns neu. Die Phasenregel lehrt uns, stabile und instabile Phasenkomplexe zu unterscheiden, sagt aber nichts über die Geschwindigkeiten der Umwandlungen. Als Stütze seiner Behauptung zitiert Herr Koenigsberger die Untersuchung von Allen, Crenshaw und Johnston über die Sulfide des Eisens[1]. In dieser vortrefflichen Arbeit werden zwar auch instabile Systeme beschrieben, die ganze Darstellung fußt jedoch auf der Gültigkeit der Phasenregel; es findet sich in der ganzen Abhandlung kein Wort gegen die Phasenregel als thermodynamisches Gesetz. Das Zitat ist also nicht sehr glücklich gewählt. Ebensowenig können wir Herrn Koenigsberger beistimmen, wenn er behauptet, die Phasenregel sei zuerst von E. Baur auf die Gesetze der Mineralassoziation angewandt worden. Herr E. Baur gibt uns zwar eine ausgezeichnete Beschreibung eines konkreten Systems[2], bringt aber nichts über die allgemeine Beziehung zwischen der Zahl der Stoffe und der Zahl der Mineralien in einem stabilen natürlichen System.

Zum Schlusse wollen wir Herrn Koenigsberger's geologischen Behauptungen nachgehen, insofern sie seine „Entdeckung" einer anorthositischen Injektions- und Aufschmelzungszone im nördlichen

[1] Zeitschr. f. anorg. Chem. 76. 1912. p. 201.
[2] Zeitschr. f. phys. Chem. 42. 1903. p. 567.

Norwegen betrifft. Die anorthositischen Injektionen im Glimmerschiefer, welche Herr Koenigsberger so stark hervorhebt, müssen jedem, der sich mit der Geologie der betreffenden Gegenden beschäftigt hat, sehr fraglich erscheinen. Herr Koenigsberger stützt sich hauptsächlich auf Beobachtungen an zwei Lokalitäten im nördlichen Norwegen, nämlich Tromsö und Narvik. Es erschien deshalb erwünscht, seine Angaben an diesen Orten nachzuprüfen. Einer von uns (Th. Vogt), der mit geologischen Untersuchungen der angrenzenden Gegenden beschäftigt ist, hat während des letzten Sommers Tromsö und Narvik besucht.

In Tromsdalen bei Tromsö möchte Herr Koenigsberger eine Injektionszone zwischen einem Anorthosit und dem Tromsö-Glimmerschiefer finden; die Schollen der Injektionszone sollen nach Koenigsberger aus einem Paragneis bestehen, den er als umgewandelten Tromsöschiefer deutet; zwischen diesem Paragneis und dem Tromsöschiefer gibt er einen allmählichen Übergang an. Die geologischen Verhältnisse lassen sich indessen nicht derart deuten. In Tromsdalen findet man zwar eine Breccienzone; die Schollen bestehen aber nicht aus umgewandeltem Tromsöschiefer, sondern aus einem völlig ordinären Amphibolit, der gewöhnlich richtungslos-körnig ist; nur bisweilen ist er etwas schieferig. Das Gestein besteht beinahe ausschließlich aus einer grünen Hornblende mit etwas Titanit und Spuren von Plagioklas und Epidot. Dieser Amphibolit entspricht offenbar dem, was Herr Koenigsberger umgewandelten Tromsöschiefer nennt. Der Amphibolit ist von sehr zahlreichen weißen pegmatitischen Gängen durchsetzt; diese bestehen aus einem mittelsauren Plagioklas (Oligoklas bis saurer Andesin) mit etwas Hornblende, Epidot, Muscovit, Biotit und Apatit. Die Zusammensetzung der Plagioklase von einigen verschiedenen Lokalitäten ist die folgende:

Tromsöen	27,5	≻ 22	% An.
Ostseite von Tromssundet . .	28,5	≻ 20,5	„ „
Bachbett, Tromsdalen	32	≻ 27	„ „

Nach Herrn Koenigsberger soll die Zusammensetzung zwischen Andesin und Labrador liegen.

An der Südwestseite des Tromsdals findet man hoch oben am steilen Abhang die Grenze zwischen dem durchaderten Amphibolit und dem gewöhnlichen Tromsöschiefer. Hier ist von einem „allmählichen Übergang" keine Rede. In den wirklichen Sedimenten sind die weißen Pegmatitgänge sehr selten, indem nur einige Linsen und Adern in Kalkstein gefunden sind.

Nach den angeführten Daten fällt jede Stütze für eine tatsächliche Aufschmelzung weg. Die Schollen von Amphibolit sind auch, wie es außerdem aus den Photographien in Herrn Koenigsberger's Abhandlung hervorgeht, ganz scharfeckig und ohne Umschmelzungsphänomene.

Bei Narvik ist ein Glimmerschiefer anstehend, der nach Herrn Koenigsberger mit Adern von Anorthosit injiziert sein soll. Man findet hier, wie in den jetzt detailliert geologisch kartierten Gegenden weiter westlich, daß der Glimmerschiefer von sehr zahlreichen weißen Eruptivgängen durchsetzt ist; die weißen Gänge bestehen aber nicht aus Anorthosit, wie es Herr Koenigsberger behauptet, sondern aus Muscovitgranit bis Granodiorit, sowie aus Biotitgranit, z. T. mit pegmatitischer Ausbildung.

Diese Gesteine bestehen aus Quarz, Oligoklasalbit (oft Hauptmasse), Mikroklin, Muscovit etc. Die Zusammensetzung des (zonar gebauten) Plagioklases[1] ist an einigen Lokalitäten:

Station Narvik . . . . 17 % An ≻ 5,5 % An.
Westlich in Narvik . . 17 „ „ ≻ 8 „ „

Nach Herrn Koenigsberger soll die Zusammensetzung auch hier zwischen Andesin und Labrador liegen.

Herrn Koenigsberger's Entdeckung anorthositischer Injektionsgneise im nördlichen Norwegen ist somit sehr schlecht fundiert.

Injektionszonen saurer granitoider Gesteine sind dagegen sehr verbreitet und längst bekannt im nördlichen Norwegen, wie schon in unseren ersten Bemerkungen hervorgehoben ist. Herr Koenigsberger wünscht auch hier ein Zitat; wir können auf Abhandlungen von Rekstad[2], Oxaal[3] und Hoel[4] hinweisen.

Kristiania, den 6. Dezember 1913.

Sachsens Meteoriten.

Von **Rudolf Schreiter** in Freiberg.

F. Heide hat in den Mitteilungen aus dem petrographischen Seminar der Universität München eine Arbeit über „Sachsens Meteoriten“ veröffentlicht[5]. Die Literatur zu seiner Abhandlung war ihm in Dresden im Königl. Mineralog. Museum im Zwinger zugänglich gemacht worden. Da ich nun auf Grund längerer Beschäftigung mit den Meteoriten dieser Sammlung selbst schon zweimal Veranlassung hatte, mich über den gleichen Gegenstand

[1] Die Feldspatbestimmungen, deren Details Herrn Koenigsberger gern zur Verfügung stehen, sind nach den Methoden von F. Becke an den Schnitten ⊥ α und ⊥ γ ausgeführt und durch die Lichtbrechung kontrolliert.

[2] Norges geol. Unders. Aarb. 1904. 1909. 1910.

[3] Ebenda. 1909.

[4] Ebenda. 1910.

[5] F. Heide, Sachsens Meteoriten. Mitt. a. d. petr. Seminar d. Univ. München. VII. Natur und Kultur. 10. Jahrg. Heft 18. 1913.

wie F. HEIDE zu äußern[1], von dessen Darstellung aber in wesentlichen Punkten abweiche, halte ich es für nötig, seine Angaben einer vergleichenden Betrachtung mit den meinigen zu unterziehen.

1. Das Meteoreisen von Nenntmannsdorf.

Völlig neu war mir die zweimal von F. HEIDE geäußerte Ansicht, daß die meteorische Herkunft des Meteoreisens von Nenntmannsdorf zweifelhaft und nicht allgemein anerkannt sei.

Nach E. COHEN[2] spricht ein quantitativer Gehalt an Nickel (Kobalt) von etwa 6—20 % für meteorischen Ursprung, während ein höherer oder niedrigerer zur Vorsicht veranlaßt, womit nicht gesagt sein soll, daß solche Werte selten auftreten können.

Die Analysenwerte des Eisens von Nenntmannsdorf lauten:

	Fe	Ni	Co	P
LICHTENBERGER . .	94,5	5,31	0,00	—
GEINITZ	93,04	6,16	0,00	0,22
MEUNIER	—	6,98	—	—
COHEN	94,33	5,48	0,71	0,29
COHEN (nach Abz. von Schreibersit)	94,30	5,04	0,66	—

Der etwas niedrige (Ni + Co) Gehalt ist auch anderen Meteoreisen eigen, so z. B. hat Summit 5,73 (Ni + Co), Floyd Mountain 5,69, Bolson de Mapimi 5,60, Lime Creek 5,46, Hollands Store 4,85. Bei de Sotoville geht der (Ni + Co) Gehalt sogar auf 4½ herab, ohne daß Zweifel an der kosmischen Natur laut geworden wären.

Klar und deutlich sagt sogar E. COHEN[3], daß das Nenntmannsdorfer Eisen sich bezüglich seiner chemischen Zusammensetzung den übrigen hexaedrischen Eisen gleich verhält.

Eine weitere wichtige Tatsache ist in der Mineralkombination eines Stückes gegeben, die übrigens auch F. HEIDE anführt.

Bis zu 4 cm große Knollen von Troilit sind im Nenntmannsdorfer Eisen festgestellt, die meist von Schreibersit, mitunter auch von Graphit umgeben erscheinen. Die fernere Angabe von E. COHEN, daß Einschlüsse von Daubreelit, Graphit und Schreibersit in den homogenen Troilitknollen fehlen, vermag die kosmische Natur dieses Eisens nicht zu beanstanden.

[1] R. SCHREITER, Die Meteoriten des Königl. Mineralog. Museums in Dresden. Abh. Dresdener Nat. Ges. Isis, Jahrg. 1911, Juli-Dezember. — Über Meteoriten, mit Berücksichtigung der in Sachsen gefundenen Meteoreisen. Beilage zum XLI. Jahresbericht der Realschule von Direktor G. GRÖSSEL, Dresden. Ostern 1913.

[2] E. COHEN, Meteoritenkunde. I. p. 52.

[3] E. COHEN, Meteoreisenstudien. V. p. 43.

Im System nahm das Meteoreisen von Nenntmannsdorf ursprünglich eine wechselnde Stellung ein. A. Brezina[1] rechnete es zu den Hexaedriten, während E. Cohen[2] nach neuerer Untersuchung die Einreihung bei den nickelarmen Ataxiten vornimmt, unter denen es sich durch feineres Korn und streifiges Aussehen auszeichne. Solche feineren Unterschiede sind aber bei den meisten anderen Ataxiten vertreten, deren kosmische Natur dann folgerichtig ebenso beanstandet werden müßte, was keinem Meteoritenforscher in den Sinn gekommen ist.

Auch die Oberflächentracht des unregelmäßig parallelepipedischen, etwa kindskopfgroßen Eisens von Nenntmannsdorf spricht durchaus für die Meteoritennatur, so daß F. Heide mit seinen durch nichts berechtigten Zweifeln für sich allein steht.

2. Das Meteoreisen von Steinbach.

Von Nenntmannsdorf ist bisher nur eine Masse gefunden worden, womit nicht behauptet werden soll, daß der Fall mehrere Stücke geliefert habe. Indessen gilt der Fund einer größeren Anzahl und manchmal weit auseinanderliegender Eisen als seltenere Erscheinung, so daß die Meteoriten von Steinbach, Rittersgrün und der dazu gehörige böhmische Fund von Breitenbach schon deshalb die Aufmerksamkeit auf sich lenken müssen.

Die erste Mitteilung über das älteste Steinbacher Eisen veröffentlichte J. G. Lehmann 1751 in seinem Buche „Kurze Einleitung in einige Teile der Bergwerkswissenschaft", daß nämlich eine Eisenmasse auf einer Eisenhalde nahe bei den Steinbacher Seifenwerken zwischen Eibenstock und Johanngeorgenstadt gefunden worden sei, die zunächst in den Besitz des Finders Markgraf gelangte.

Ich möchte dabei gerade auf den Fundort „Eisenhalde" aufmerksam machen. Alle Wahrscheinlichkeit spricht hier dafür, daß das vielleicht an einer ganz anderen Stelle gefundene Stück von dem wirklichen Finder, der seinen Wert nicht erkannte, auf die Eisenhalde geworfen und dort von dem Berliner Chemiker Markgraf aufgehoben und untersucht wurde.

Die Hauptmasse von Steinbach, 8 Stücke im Gesamtgewichte von 1203 g, von denen das größte 804 g wog, gelangte in den Besitz der Wiener Sammlung.

Eine Untersuchung dieses Stückes, die noch aussteht, wäre wegen des Nachweises seiner Zusammengehörigkeit mit den übrigen erzgebirgischen Eisen sehr erwünscht.

[1] A. Březina, Meteoritensammlung des k. k. naturhist. Hofmuseums Wien vom 1. Mai 1895.

[2] E. Cohen, Mitt. naturwiss. Ver. für Neuvorpommern und Rügen. **35.** p. 58. 1903.

Der ganze Habitus, der Nachweis von Bronzit durch Stromeyer im Jahre 1824 und die Angabe von Partsch [1], daß ein älterer, bei dem Stück gefundener Zettel den Vermerk „körnichter Quarz“ getragen habe, spricht für die gleiche Zusammensetzung, da Rittersgrün und Breitenbach neben Bronzit untergeordnet Tridymit enthalten.

3. Die Meteoreisen von Rittersgrün und Breitenbach.

A. Die Auffindung des Eisens von Rittersgrün gelang einem Waldarbeiter im Jahre 1833 (nicht 1847), der beim Ackerroden einen Klumpen fand, den er als altes Eisen vergeblich dem Schmiede eines benachbarten Hammerwerks zum Kauf anbot. Das Stück blieb im Besitze des Waldarbeiters, bis der damalige Schichtmeister auf dem Eisenhüttenwerke Siegelhof bei Rittersgrün davon hörte, sich das Stück ansah und an ihm Körner eines schmutziggrünen Minerals feststellte. Seine Ansicht über die wahrscheinliche Meteoritennatur des Klumpens teilte er dem Obergrat Breithaupt in Freiberg im Jahre 1861 mit, der die Mutmaßung bestätigt fand und die Masse für die Freiberger Sammlung kaufte. Das Durchsägen des einem Löwenkopf ähnelnden Klumpens im Gewichte von 173 Pfund erfolgte in Wien. Von dem kleineren Teil wurden 18 Pfund an Breithaupt, 9 Pfund an das Museum in Wien abgegeben. Je ein Stück gelangte in den Besitz der Museen von Berlin, Petersburg und Dresden, während 14 Pfund in 86 Handstücke zersägt und von der Freiberger Mineraliensammlung in den Handel gebracht wurden.

Der größere der beiden Abschnitte im Gewichte von 110 Pfund verblieb in der mineralogischen Sammlung der Bergakademie in Freiberg.

Man sieht auf der 1104 qcm großen Schnittfläche, daß das Stück ebenso wie die von Breitenbach und Steinbach zu den Übergängen von den Meteoreisen zu den Meteorsteinen, zu den Lithosideriten, gehört.

Mit dem teils zusammenhängend, teils in abgegrenzten Partien erscheinenden Nickeleisen wechseln Silikatmineralien, in erster Linie Bronzit, ab, dessen Vorhandensein dazu führte, diese Abteilung der Lithosiderite von der weitaus größeren der Pallasite, die Olivin enthalten, abzutrennen.

B. Während die Identität der Eisen von Steinbach und Rittersgrün bisher infolge der ausstehenden Untersuchung des Steinbacher Stückes nicht mit aller Bestimmtheit verfochten werden kann, ist die Übereinstimmung der Angaben von Rittersgrün mit dem dritten erzgebirgischen Eisen von Breitenbach so vollkommen, daß ein Zweifel an der Zusammengehörigkeit dieser

[1] Partsch, Meteoriten. Wien 1843.

Eisen kaum möglich ist. Das 21 Pfund schwere Eisen wurde im Jahre 1861 von Osus in Freiberg bei Breitenbach in Böhmen, 3—4 Stunden von Johanngeorgenstadt entfernt, in einer Tiefe von einer Elle in der Dammerde gefunden. Der größere Teil dieses Eisens wurde von dem British Museum in London erworben, sein kleinerer Abschnitt ging in den Besitz des Berliner Museums über.

C. Stellen wir die Merkmale der Eisen von Breitenbach und Rittersgrün nebeneinander. Lithosiderite, die an Stelle von Olivin Bronzit enthalten, sind sehr selten. Somit darf es auch nicht auffallen, daß die schmutziggrünen Körner in den erzgebirgischen Meteoreisen zunächst als Olivin bezeichnet wurden.

Als erster griff Lang im Jahre 1869 diese Deutung an, der auf Grund genauer kristallographischer Messungen den angeblichen Olivin im Breitenbacher Eisen als rhombischen Pyroxen erkannte, der durch Analysen von Maskelyne als Bronzit bestimmt wurde. Das Mittel seiner zwei Analysen ist von E. Cohen folgendermaßen wiedergegeben worden[1]:

	SiO_2	MgO	FeO	Spez. G.
6	56,05	30,85	13,44	3,238

Die am Anfang stehende 6 bezieht sich auf die Nummern der Bronzitanalysen. F. Heide[2] hat augenscheinlich diese 6 benutzt, wenn er folgende Angabe macht: das spez. Gewicht 3,238, die Härte 6.

Dies ist zum mindesten als unstatthaft zu bezeichnen, da die Härte des Bronzits im vorliegenden Falle gar nicht bestimmt worden ist und zudem die äußerste Grenze 6 selten erreicht, vielmehr gewöhnlich bei 5 liegt. Außerdem ist versehentlich von F. Heide 36,85 MgO wiedergegeben worden.

Genau wie beim Breitenbacher Eisen wurde das grüne bis honiggelbe Silikatmineral im Rittersgrüner ursprünglich als Olivin bezeichnet. Hier war es Weisbach, der die Bronzitnatur erkannte und eine Reihe kristallographischer Messungen durchführte. Das Mittel zweier von Winkler im Jahre 1878 vorgenommenen, von E. Cohen wiedergegebenen Analysen lautet[3]:

SiO_2	MgO	FeO	CaO	MnO	Al_2O_3	Na_2O	Spez. G.
57,49	25,78	10,59	2,12	0,49	2,08	1,45	3,310

Die Werte von SiO_2, MgO und FeO des Bronzits von Rittersgrün stimmen mit denen des Bronzits von Breitenbach recht gut überein.

Neben Bronzit hatte Maskelyne auf ein aus Kieselsäure bestehendes, optisch zweiachsiges Mineral im Meteoreisen von Brei-

[1] E. Cohen, Meteoritenkunde. I. p. 281.
[2] F. Heide a. a. O.
[3] E. Cohen a. a. O.

tenbach aufmerksam gemacht, das später nach seinem gesamten Verhalten als Tridymit erkannt und von WEISBACH 1876, von TSCHERMAK 1883 und 1885 im Rittersgrüner Eisen ebenfalls nachgewiesen und untersucht wurde. In einer brieflichen Mitteilung an E. COHEN [1] gab dann F. RINNE vor wenigen Jahren an, daß das spezifische Gewicht des Tridymit vom Drachenfels mit dem der isolierten Körner aus Breitenbach übereinstimmte. Zur einfachen Erkennung von Tridymit u. d. M. wurde von diesem Autor vorgeschlagen, Körner auf 135° zu erhitzen, wobei solche mit dem Austritt der ersten positiven Mittellinie einfachbrechend werden, während die senkrecht zur zweiten Mittellinie doppeltbrechend bleiben.

Auch im Chromitgehalt, der sehr oft in Meteorsteinen, seltener in Meteoreisen nachweisbar ist, stimmen die Eisen von Breitenbach und Rittersgrün überein, das nach WINKLER 0,32 % Chromit enthält.

Die Analysen des Nickeleisens, das die WIDMANNSTÄTTEN'schen Figuren zeigt, mögen vergleichsweise gegenübergestellt werden:

	Rittersgrün (nach WINKLER)	Breitenbach (nach MASKELYNE)
Eisen	89,99	90,426
Nickel	9,74	9,284
Kobalt	0,23	0,29
Kupfer	Spuren	Spuren
Phosphor	Spuren	—
Kohlenstoff	Spuren	—

Im Rittersgrüner Eisen glaubte WINKLER außerdem ein Siliciumeisen von der Formel Fe_2Si gefunden zu haben. Diese Ansicht griff COHEN mit dem Hinweis an, daß die festgestellte Menge Kieselsäure vermutlich auf die dem Meteoreisen beigefügten winzigen Körner von quarzähnlichem Aussehen oder auf Silikatkörner zurückgeführt werden könnte.

Weiter sind Troilit und Schreibersit im Breitenbacher und Rittersgrüner Eisen nachgewiesen. WINKLER gibt in diesem zweiten Eisen außerdem ein Phosphoreisen von der Zusammensetzung Fe_2P an, da beim Erhitzen mit verdünnter Salzsäure Phosphorwasserstoff frei wird. E. COHEN [2] ist auch hiermit nicht einverstanden, da unter den angegebenen Bedingungen Schreibersit in Lösung gegangen sein könnte.

Diese gesamten Untersuchungen beweisen, daß die Eisen von Breitenbach und Rittersgrün zu einem Fall gehören, und daß das Eisen von Steinbach, ob-

[1] E. COHEN, Meteoritenkunde. II. p. 260.
[2] E. COHEN, Meteoritenkunde. I. p. 138.

wohl es daraufhin noch nicht gründlich untersucht wurde, sehr wahrscheinlich mit diesen Eisen vereinigt werden kann.

4. Das Gothaer, angeblich von Grimma stammende Meteoreisen.

Ich führe zunächst die folgenden Angaben aus einer weiteren Arbeit von F. Heide[1] an.

Nach Beschreibung der drei erzgebirgischen Meteoreisen fährt er fort:

„Mit diesen drei Meteoriten zu vereinigen ist noch der vierte Siderophyr Sachsens, der Meteorit von Grimma. Auch sein Silikat, das Stromeyer vor ungefähr 75 Jahren analysierte, ist Bronzit. Es ist vielleicht 1540—1550 gefunden worden und wurde 1565 von Gessner beschrieben. Nur 917 g dieses Eisens, das bis 1724 in Sammlungen nachweisbar war, befinden sich jetzt noch in Gotha."

Dann kommt F. Heide auf den fünften Meteoriten (Nenntmannsdorf) zu sprechen und fährt fort: „Es existiert noch ein sechstes Eisen, dessen meteoritische Natur aber fraglich ist. In der Sammlung des sächsischen Oberberghauptmanns Kurt Alexander von Schönberg befand sich ein Stück gediegenes Eisen mit der Bezeichnung: ‚Ein kurioses Stück Eisen, so auf dem Felde gefunden'; eine nähere Fundortangabe fehlte leider. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß es aus der Umgebung Freibergs stammt, da Schönberg dort Güter besaß. Das Stück kam später in den Besitz des Präsidenten von Schlotheim in Gotha, von dem es das Gothaer Mineralienkabinett übernahm, nach Abgabe kleinerer Stücke an Wien und Petersburg."

Im Jahre 1912 wandte ich mich in Form einer schriftlichen Anfrage an den Kustos der naturwissenschaftlichen Sammlung des Herzoglichen Museums in Gotha, Herrn Dr. W. Schorcht, der folgendes mitteilte: „Das hier aufbewahrte Stück besitzt ein Gewicht von 917 g, eine stark zackige und zerspratzte Oberfläche mit viel Olivin (?). Der Katalog der Sammlung weist auf die Sammlung des Oberberghauptmanns von Schönberg als frühere Aufbewahrungsstelle des Stückes hin, dessen Fundortsbezeichnung Grimma ist."

Demnach existiert also das von F. Heide erwähnte **sechste** Eisen gar nicht, sondern ist mit dem **vierten identisch.**

Ob dieses in Gotha aufbewahrte Eisen mit den erzgebirgischen Eisen übereinstimmt, ist bisher nicht völlig aufgeklärt, denn schon die Angabe von Schorcht, daß Olivin darin enthalten ist, würde dem Stück eine selbständige Stellung sichern. Doch läßt

[1] F. Heide, Naturwissenschaftliche Wochenschrift vom 1. Mai 1910.

sich die Angabe von STROMEYER, der Bronzit nachgewiesen zu haben glaubte, damit kaum vereinigen.

Über den ursprünglichen Fundort dieses Stückes selbst kann nichts Bestimmtes ausgesagt werden. CHLADNI[1] führt bereits das zackige, gediegene Eisen an, das ihm in der Sammlung des Kammerpräsidenten VON SCHLOTHEIM in Gotha vorgelegt und später in das Herzogliche Naturalienkabinett übernommen worden war. Die weitere Angabe von CHLADNI, daß auf der Etikette des Stückes, das ursprünglich im Besitz des sächsischen Berghauptmanns VON SCHÖNBERG gewesen sei, die Worte verzeichnet waren: „Ein kurioses Stück gediegen Eisen, so auf dem Felde gefunden“, läßt erkennen, daß es sich tatsächlich um die jetzt in Gotha aufbewahrte Masse handelt.

In verschiedenen Werken[2] ist nun das Stück in Gotha in Verbindung mit den bei Grimma gefallenen Massen gebracht worden. F. HEIDE weist dabei auf eine Stelle in der 1590 erschienenen „Meißnischen Bergchronik“ des PETRUS ALBINUS hin: „VOn einem grossen Eisenstein / welcher ein ansehen gehabt / wie ein Schlacke / so bei Grimme im Walde gefunden worden / und niemants gewusst / wannen er herkommen ist.“ Die Fallzeit dieser Massen, die dann auch für die erzgebirgischen Meteoriten angenommen wurde, setzte BUCHNER zwischen 1540 und 1550 an. Ihm hat vermutlich SPANGENBERG's Mansfeldische Chronik vorgelegen, der zufolge am 6. November 1548 eine Feuerkugel in Thüringen beobachtet worden ist.

Es fehlt aber jeder bestimmte Nachweis darüber, ob das in Gotha aufbewahrte Stück überhaupt von den bei Grimma gefallenen Massen herrührt, über die die ältere Literatur überdies sehr zweifelhafte Berichte bringt.

Schon CHLADNI[3] gibt an, daß die Masse in Gotha ein selbständiges Stück sei, das von keinem anderen losgeschlagen sein könne, fernerhin die Masse von Naunhof (zwischen Leipzig und Grimma) für den Transport eine zu ansehnliche Größe besessen habe und selbst nirgends gefunden worden sei. Wenn nun auch ein selbständiges, nicht losgeschlagenes Stück vorliegen sollte, so könnte es von einem der immerhin sehr selten auftretenden Meteoreisenschwärme herrühren. Dann würde man es erklärlich finden, wenn ältere Angaben von Meteoreisenmassen von Naunhof sprechen. Im höchsten Grade auffallend bleibt dann aber, daß die in Sammlungen um 1724 nachgewiesenen Massen von Grimma schon zu CHLADNI's Zeiten[4] nicht mehr auffindbar waren.

---

[1] CHLADNI, Feuermeteore. 1819.
[2] Vergl. WÜLFING, Meteoriten in Sammlungen. Tübingen 1897. p. 343.
[3] CHLADNI, a. a. O.
[4] CHLADNI, a. a. O.

Die Fundortsbezeichnung des in Gotha aufbewahrten Stückes trägt allerdings den Vermerk Grimma. Da es aber aus der Sammlung des Oberberghauptmanns von Schönberg stammt, der in der Gegend von Freiberg Güter besaß, so könnte es nach der Ansicht von Breithaupt[1] sehr wohl in dieser Gegend gefunden worden sein.

Breithaupt läßt aber ebenso unentschieden, ob die Masse in Gotha nicht von dem von Sarctorius erwähnten Fall, der sich im Mai 1164 im Meißnischen ereignet haben soll, herstammen könnte. Darauf scheinen die Bemerkungen auf der Etikette des Gothaer Stückes: „vid Albini Meißn. Bergchronik p. 135, in einer anderen Ausgabe 139 Gelb-Ann. B. 50 p. 237" hinzudeuten. Man bezieht sich dabei auf die Stelle von Georg Fabricius, rer. Misn. Tom. I, p. 32: „Circa festum Pentecostes 1164 in magno typhone pluisse fero, annotavit Sarctorius."

Der Gewährsmann Sarctorius hatte die Stelle eines Superintendenten in Meißen inne und starb 1609. Er hat selbst in eigenen Schriften, soweit sie mir bis jetzt vorlagen, nichts über einen Eisenregen berichtet. Gesetzt, es sei tatsächlich die Beobachtung eines Meteoreisenregens als eines seltenen Ereignisses gelungen, so ist es auffällig, daß von etwa gefundenen Stücken keine Beschreibung gegeben wurde. Vielleicht führt die Angabe, daß das Ereignis bei einem Wirbelsturm eingetreten sei, gerade auf eine andere Fährte. Es ist nicht unmöglich, daß ein solcher Sturm Steine oder Ähnliches mit sich fortgeführt und an anderen Stellen niedergeworfen hat, oder daß die Gemüter durch einen starken Hagelschlag im Meißnischen in Aufregung versetzt worden sind. In der älteren Literatur sind diese Ereignisse für wichtig genug erachtet worden, sie mit mehr oder weniger Ausschmückung der Nachwelt zu überliefern. So soll es z. B. im Jahre 1191 Steine (Schloßen) so groß als Hühnereier in Deutschland geworfen haben, die bei ungestümen Winden (vergl. in magno typhone!) mit einem starken Regen gefallen sind (vergl. pluisse!).

Es dürfte aber nicht gestattet sein, den für das Gothaer Stück vermuteten Meißnischen Fundort in Verbindung mit den erzgebirgischen Meteoreisen von Rittersgrün, Breitenbach und Steinbach zu bringen. Zwar bedeutet die Mitteilung „im Meißnischen" eine Landesbezeichnung, wenn nicht gerade Sarctorius als Superintendent in Meißen auf diesen Ort besonders Bezug genommen hat. Meißen ist aber, in der Luftlinie gemessen, rund 80 km von Rittersgrün entfernt.

Da die drei zu verschiedenen Zeiten gefundenen erzgebirgischen Meteoreisen wahrscheinlich übereinstimmen, so ist die einfachste Annahme, daß sie von einem Meteor stammen, das in

[1] Breithaupt, Berg- u. Hüttenm. Zeit. 1862, 10. Sept. p. 322 Anm.

jener Gegend zersprang und die Teilstücke lieferte. Sollte das Stück in Gotha die gleiche Zusammensetzung aufweisen, dann könnte es von demselben Falle herrühren, durch irgend welche Umstände auf ein Feld des Oberberghauptmanns von Schönberg gelangt, dort aufgehoben und von da nach Gotha gekommen sein. Schwieriger ist es, sich vorzustellen, daß ein Meteoreisenregen vom Erzgebirge bis über Grimma nach Meißen hin Teilstücke geliefert haben soll. Im übrigen ist ja auch über die Fallzeit gar nichts Sicheres bekannt.

5. Beobachtungen von Meteoritenfällen in Sachsen.

Die über in Sachsen beobachtete Meteoritenfälle vorliegenden Angaben lassen sich sämtlich nicht in sicherer Weise auf irgend welche der gefundenen Eisen beziehen.

F. Heide führt aus Frenzel's „Minerallexikon von Sachsen" den Bericht über einen Meteoritenfall vom 2. Juni 1694 bei Steinbach im Erzgebirge an, der bemerkenswert ist, aber sonst nirgends verzeichnet zu sein scheint. Weiterhin kämen noch folgende Mitteilungen von Chladni [1] in Betracht:

In der Gegend von Zwickau ist 1647, am 18. Februar, ein Feuermeteor beobachtet worden, das Flammen und Funken warf, worauf mit großem Krachen ein Stein im Gewicht von einem halben Zentner niederfiel, der nach Dresden an den Kurfürsten geschickt wurde. Über seinen Verbleib war nichts mehr zu erfahren. 1664, den 8. April, wird von einer Feuerkugel in Sachsen berichtet, die viel Getöse machte, 1682, im Dezember, von einer solchen zu Rochlitz und Annaberg in Sachsen. Am 13. November des gleichen Jahres wurde ein Meteor zwischen Joachimsthal und Gottesgab gesehen. Ferner wäre die Beobachtung einer Feuerkugel zu Schwarzenberg am 16. Dezember 1803, die mit einem starken krachenden Knalle sich zerteilte, von Belang, wenn es feststände, daß nur die Eisen von Rittersgrün und Breitenbach zusammengehören, das von Steinbach aber abseits steht, wofür wenig Wahrscheinlichkeit vorhanden ist.

6. Zusammenfassung.

I. Für die von F. Heide geäußerten Zweifel an der meteoritischen Natur des Eisens von Nenntmannsdorf ergeben sich aus der darüber vorliegenden Literatur keine Grundlagen. Dieses Eisen wird also nach wie vor als Meteoreisen anzusehen sein (vergl. p. 119 u. 120).

II. Das von F. Heide nach den 5 Meteoreisen von Steinbach, Breitenbach, Rittersgrün, Gotha-Grimma, Nenntmannsdorf als sechstes zweifelhaftes angeführte

[1] Chladni, a. a. O.

Meteoreisen von Sachsen existiert nicht, sondern ist mit dem vierten, in Gotha befindlichen identisch (vergl. p. 124—127).

III. F. Heide hat bei der Wiedergabe der Analysen des Bronzits im Breitenbacher Eisen nach E. Cohen irrtümlich die Härte des Bronzits als 6 angegeben. Die Härte des Bronzits ist bei den betreffenden Analysen gar nicht festgestellt worden; sie liegt auch gewöhnlich bei 5. Die bei E. Cohen abgedruckte Ziffer 6, die vielleicht die falsche Angabe von F. Heide verursacht hat, ist eine Analysennummer (vergl. p. 122).

IV. Die Fallzeiten sämtlicher sächsischer Meteoriten sind unbekannt. Bestimmt zusammen gehören die Eisen von Rittersgrün und Breitenbach. Noch nicht völlig entschieden ist die Frage, ob zu diesen noch das Eisen von Steinbach hinzuzurechnen ist. Das in Gotha aufbewahrte Eisen mit der Fundortsbezeichnung Grimma kann wegen noch ausstehender Untersuchung keine bestimmte Stellung erhalten. Das Eisen von Nenntmannsdorf steht für sich.

Freiberg, Geolog. Inst. der Kgl. Bergakademie, Oktober 1913.

Besprechungen.

Franz v. Kobell: Lehrbuch der Mineralogie in leichtfaßlicher Darstellung mit besonderer Rücksicht auf das Vorkommen der Mineralien und ihre technische Verwendung. 7. Auflage von K. Oebbeke und E. Weinschenk. 405 p. mit 314 Abbildungen im Text und 1 Tafel. 1913. Leipzig bei Friedrich Brandstetter.

Die 6. Auflage dieses Lehrbuchs, ebenfalls von Oebbeke und Weinschenk bearbeitet, erschien im Jahr 1899 und wurde im N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. -347- besprochen. Die jetzt vorliegende 7. Auflage, gegen die vorhergehende um 67 Seiten, 43 Textfiguren und 1 Tafel (mit Interferenzfiguren) vermehrt und durch Änderungen und Zusätze auf den neuesten Stand der Wissenschaft gebracht, zeigt wieder, daß das Buch nicht theoretische physikalisch-kristallographische Betrachtungen in den Vordergrund stellen, sondern praktisch-mineralogischen Zwecken dienen soll. Besonders sollte ein Bild von der Art des Auftretens und der Vergesellschaftung der Mineralien in der Natur gegeben werden, welchen Verhältnissen eine Anzahl neu eingefügter Kapitel gewidmet ist.

Max Bauer.

Personalia.

Habilitiert: Dr. **Kurt Endell** an der Technischen Hochschule zu Berlin für Mineralchemie und ihre Anwendung auf keramische Baustoffe und die Produkte der Mörtelindustrie.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

1. März 14553 1914 No. 5

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über Kobaltnickelpyrit von Müsen im Siegenschen, ein neues Mineral der Kiesgruppe.

Von **M. Henglein** in Karlsruhe.

Mit 2 Textfiguren.

Unter dem Namen Kobaltnickelpyrit möchte ich in der Mineralogie ein neues Mineral einführen, welches auf Grund seiner morphologischen, chemischen und physikalischen Eigenschaften der isodimorphen Kiesgruppe, und zwar der pentagonal-hemiedrischen Reihe angehört.

Die chemische Formel ist **(Co, Ni, Fe)** S_2, analog dem Pyrit.

Es lag zunächst nahe, das Mineral als einen kobalt- und nickelhaltigen Pyrit aufzufassen. Da aber die Farbe stahlgrau ist, das Mineral gut spaltet und der Gehalt an Kobalt und Nickel demjenigen an Eisen gleichkommt, so ist man wohl berechtigt, ein selbständiges Mineral aufzustellen. Besondere Veranlassung gab dazu gerade die Farbe, die von derjenigen des speisgelben Pyrit stark abweicht. Bei den opaken Kiesen ist ja die Farbe von besonderer Wichtigkeit zur Bestimmung nach äußeren Kennzeichen.

Das Material zur Untersuchung stammt von Herrn Dipl.-Ing. Maucher, dem Inhaber der Süddeutschen Mineralienzentrale in München, welcher dem min. geol. Institut zu Karlsruhe das gesamte, ihm anfangs zur Verfügung stehende Material überließ, wofür ihm auch hier bestens gedankt sei. Inzwischen hat Herr Maucher noch einige Stufen dieses Vorkommens, die in Sammlungen unter anderem Namen oder unbenannt waren, erworben.

Kristallographisches.

Kobaltnickelpyrit ist regulär, pentagonal-hemiedrisch. Die vorliegenden Kristalle sind aber flächenarm; denn es konnten bis jetzt nur die Formen b = $0\frac{2}{3}$ (023); c = 0 (001) und p = 1 (111) beobachtet werden. Die Existenz anderer Formen ist jedoch nicht ausgeschlossen. Es wäre aber ein Zufall, aus den Hunderten von Kriställchen noch eine andere Form herauszugreifen. Streifungen durch Oszillieren von b und c, wie sie beim Pyrit häufig sind, wurden nicht wahrgenommen.

Winkelmessung am zweikreisigen Goniometer:

Buchstabe	Symb.	Miller	Gemessen φ	Gemessen ϱ	Berechnet φ	Berechnet ϱ
b. .	$0\frac{2}{3}$	023	00°00′ ± 0°09′	33°46′ ± 0°26′	00°00′	33°41′
	$0\frac{3}{2}$	032	0 00 ± 0 12	56 11 ± 0 32	0 00	56 19
	$\infty\frac{3}{2}$	230	33 35 ± 0 17	90°00′	33 41	90 00
c. .	0	001	—	0 02	—	0 00
	0 ∞	010	0° 0′ ± 0°10′	90 04	0 00	90 00
p. .	1	111	44°58′	54 45	45 00	54 44

Mehrere Messungen ergaben die vorstehenden Grenzwerte; c wurde auf Glanz eingestellt; der Reflex ist sehr schwach. Besser, aber immerhin verschwommen ist der von b, obwohl die Flächen stark glänzen. Guten Reflex gibt p.

Als Buchstaben sind dieselben gewählt, wie sie V. Goldschmidt[1] in der Winkeltabelle des Pyrit für die entsprechenden Formen gibt. Die Winkel ξ_0, η_0, ξ, η usw. sind von Kobaltnickelpyrit dieselben wie von Pyrit und finden sich gleichfalls in V. Goldschmidt's Winkeltabellen beim Pyrit.

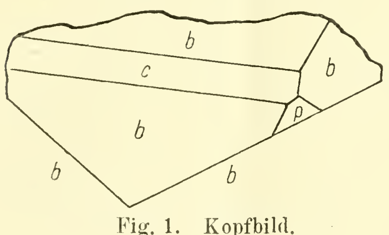


Fig. 1. Kopfbild.

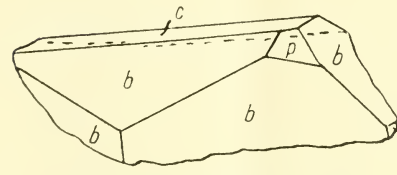


Fig. 2. Perspektivisches Bild.

Das Pentagondodekaeder b ist am häufigsten; nur selten tritt die Würfelfläche c hinzu und noch seltener p, das als kleine Fläche auftritt und nur einmal beobachtet wurde. Abb. 1 u. 2 zeigen den flächenreichsten Kristall im Kopf- und perspektivischen Bilde mit den Flächen, die das abgebrochene Kriställchen noch enthielt.

Die Dimensionen der einzelnen Kriställchen sind verschieden. Während die kleinsten etwa 0,5 mm nach den 3 Richtungen aufweisen, erreichen die größten Kristalle nur selten 3 mm. Die Kristalle sind ziemlich ideal ausgebildet; verzerrte Gestalten, die die Pentagone nicht mehr erkennen lassen, sind im allgemeinen nicht zu bemerken.

Die Kriställchen sind meist regellos aggregiert und durchdringen sich oft unregelmäßig; manchmal sitzen mehrere übereinander und bilden gestrickte Aggregate.

[1] V. Goldschmidt, Kristallogr. Winkeltabellen. p. 275. 1897.

Chemische Eigenschaften.

Das zur Analyse benutzte Material wurde sorgfältig gereinigt, indem die ausgewählten Kriställchen einige Zeit in verdünnte Salzsäure gelegt und gekocht wurden. Letztere greift den Kobaltnickelpyrit nicht an; etwa beigemengte Gangart (Eisenspat) wird jedoch gelöst und das manchmal angelaufene Mineral erhält eine schöne stahlgraue Farbe, die sich von etwa noch vorhandenem Kupferkies und Pyrit deutlich abhebt. Infolgedessen konnten diese beiden letzteren anhaftenden Mineralien noch abgetrennt oder das unreine Material von der Analyse ausgeschlossen werden. Etwas Quarz, der als Rückstand bleibt, ist auch vorhanden.

Analysen[1]:

	1.	2.	3.
Co	9,33	6,61	10,6
Ni	4,37	17,50	11,7
Fe	25,92	21,15	22,8
Cu	0,27	—	—
S	53,37	53,70	53,9
As	1,11	—	—
Unlösl. Rückstand	—	1,04	0,7
	94,37[2]	100,00[3]	99,7

was auf Disulfide umgerechnet, ergibt:

	2a.	3a.
CoS_2	13,77	22,13
NiS_2	36,62	24,49
FeS_2	45,62	48,97
Unlösl. Rückstand	1,04	0,70
	96,85	96,29

Es ist also ein geringer Überschuß an Schwefel vorhanden. Eine höhere Schwefelungsstufe anzunehmen, erscheint mir jedoch nicht angebracht; etwas Schwefel ist übrigens auch an Cu und As gebunden, welche in Spuren vorhanden sind. Auffallend ist allerdings, daß von 3 Analysen, die unabhängig voneinander gemacht wurden, nahezu übereinstimmende Werte für Schwefel gefunden wurden. Es wurde hierbei höchstwahrscheinlich noch Metallsulfat mit Bariumsulfat gefällt und dieses Doppelsalz gewogen, welche Möglichkeit P. Jannasch[4] besonders hervorhebt und zur

[1] Analyse 1 wurde von Kessler, 2 von Varga unter gütiger Leitung von Dr. A. König im chem. Institut der Techn. Hochschule Karlsruhe, 3 von Aug. Henglein in Heidelberg mit 0,355 g Substanz angefertigt. Auch an dieser Stelle sei diesen Herrn nochmals bestens gedankt.

[2] Unvollständig wohl infolge von Nickelverlust.

[3] Co wurde aus der Differenz bestimmt.

[4] Journ. f. prakt. Chemie. **39**. p. 331, und Prakt. Leitfaden der Gewichtsanalyse. p. 382. (1904.)

Vermeidung des scheinbaren Mehrbetrags an Schwefel ein besonderes Verfahren anführt. Auf jeden Fall sind niedrigere Schwefelverbindungen als solche von der Zusammensetzung $\overset{II}{R}S_2$ ausgeschlossen; auch dürften keine höheren Sulfide in dem Kristallgebäude stecken, da solche von pentagonal-hemiedrischer Kristallklasse bis jetzt nicht bekannt sind.

Es liegt also ein Bisulfid von Co, Ni und Fe vor; Cu und As sind Verunreinigungen. Co, Ni und Fe sind in wechselndem Verhältnis vorhanden, was durch verschiedene Eisenbestimmungen festgestellt werden konnte. So wurden einmal 25,92 % und 27,15 %, ein andermal nur 16 % Fe gefunden. Auch der in der Analyse angegebene Wert für Eisen ist wohl zu hoch. Es läßt sich aber leider nicht vermeiden, daß dem Analysenmaterial teilweise noch reiner Pyrit anhaftet oder solcher eingeschlossen wird. Bei homogenem Material dürfte die Analyse ein ziemlich reines Kobaltnickelsulfid ergeben. Es soll aber das Eisen nichtsdestoweniger berücksichtigt und die Formel $(Co, Ni, Fe)S_2$ aufgestellt werden.

Kobalt und Nickel sind in den in der Literatur bekannten Analysen des Pyrit öfter gefunden worden; doch erreichen die Mengen an diesen beiden Metallen zusammen selten mehr als 1 %. Den höchsten Gehalt hat bis jetzt ein von E. W. Neubert und F. Kolbeck [1] analysierter Pyrit von der Himmelsfürstfundgrube bei Freiberg mit 5,78 % Ni und 3,33 % Co. Auch hier liegt eine isomorphe Mischung der Bisulfide von Fe, Co und Ni vor; Neubert und Kolbeck geben die Zusammensetzung als aus $48\,FeS_2 + 7\,NiS_2 + 4\,CoS_2$ bestehend an. Dieser Pyrit hatte eine rötlich speisgelbe Farbe und wurde von den beiden Autoren nicht als besonderes Mineral aufgestellt.

Ein nickelreicher Pyrit (15,7 % Ni) ist der von W. F. Hillebrand [2] beschriebene und in kleinen Oktaedern vorkommende Bravoit von Minasragra, Peru, mit der Dichte 4,3, der außerdem noch 4,31 % Vanadium, sowie TiO_2, SiO_2 und Al_2O_3 enthält, was jedoch Verunreinigungen sind.

Der Kobaltnickelpyrit ist löslich in Salpetersäure, wobei der Schwefel oxydiert wird. Im geschlossenen Röhrchen erhitzt, gibt er sehr leicht ein Sublimat von Schwefel ab, was schon anzeigt, daß eine Verbindung auf hoher Schwefelungsstufe, etwa von der Zusammensetzung $\overset{II}{R}S_2$, vorliegt. Im Röhrchen bleibt ein magnetischer Rückstand von blauschwarzer Farbe; sonst ist das Mineral nicht magnetisch. Auf Kohle entzündet sich die Substanz und brennt

[1] E. W. Neubert und F. Kolbeck, Jahrb. f. Berg- u. Hüttenwesen im Kgr. Sachsen. p. 106. 1889. — N. Jahrb. f. Min. etc. II. p. 292. 1891.

[2] Am. Journ. of Science. **24.** p. 149. 1907.

mit blauer Flamme wie Pyrit. In der Boraxperle erhält man die Kobaltfärbung, die alle anderen Färbungen überdeckt. Durch Reduktion der Kobaltnickel-Boraxperle mit einem ausgewalzten Goldkorn, welches das Nickel aufnimmt und dann grau wird, und Behandlung desselben neben einer Phosphorsalzperle auf Kohle nach der von PLATTNER-KOLBECK [1] angegebenen Methode erhält man nach dem Erkalten eine von Nickeloxydul gelb bis rötlichgelb gefärbte Perle.

Physikalische Eigenschaften.

Kobaltnickelpyrit ist undurchsichtig, hat starken Metallglanz und stahlgraue Farbe. Die oft angelaufenen Kristalle haben einen Stich ins Rotbraune. Der Strich ist grauschwarz, die Härte $5-5\frac{1}{2}$; das spezifische Gewicht wurde an pulverisierter Substanz durch 10 Pyknometerbestimmungen bei $19-20^0$ C zu $4,716 \pm 0,028$ gefunden. Der Bruch ist muschelig; eine Spaltbarkeit nach dem Würfel ist ziemlich deutlich.

Vorkommen.

Der beschriebene Kobaltnickelpyrit stammt aus der Grube Viktoria bei Müsen und wurde von Herrn W. MAUCHER aus einer alten Sammlung erworben. Das Vorkommen brach mutmaßlich vor etwa 10 Jahren ein und ist ein sehr seltenes. Soviel aus der Stufe zu ersehen war, sitzen auf dem Eisenspat und wenig Quarz als Gangart derber Pyrit und auf diesem als jüngste Bildungen Kriställchen von Kobaltnickelpyrit und Kupferkies, seltener auch tafeliger Schwerspat. Kupferkies tritt gegenüber dem Kobaltnickelpyrit an Quantität zurück und zeigt einfache Sphenoide, die z. T. bunt angelaufen sind.

Kobalt- und Nickelmineralien sind auf den Erzgängen bei Müsen häufiger gefunden worden. So kommen dort namentlich Kobaltnickelkies, von dem eine besonders nickelreiche Varietät als Müsenit und Siegenit bezeichnet wird, ferner Polydymit, Sychnodymit, Beyrichit, Millerit, Gersdorffit, Glanzkobalt und Ullmannit vor. Einen kobalt- und nickelreichen Eisenkies angeblich von der Grube „Heinrichssegen" bei Müsen beschreibt H. LASPEYRES [2]. An diese Publikation möchte ich im nachstehenden eine Diskussion knüpfen, da LASPEYRES eine Erklärung gibt, die, insofern seine Kristalle überhaupt mit dem Kobaltnickelpyrit in Beziehung zu bringen sind, nicht richtig sein dürfte.

H. LASPEYRES gibt folgende Analyse an:

S	51,35
Fe	42,68
Co	1,97
Ni	4,13
	100,13

[1] Probierkunst mit dem Lötrohr. p. 225. Leipzig 1907.

[2] H. LASPEYRES, Zeitschr. f. Krist. 20. p. 553. 1892.

Er glaubt jedoch nicht, daß ein neues Eisensulfid oder eine dem Pyrit entsprechende Mischung der Doppelsulfide von Fe, Co, Ni anzunehmen sei. Beim Zerdrücken der Kristalle fand er im Innern speisgelben Pyrit, umgeben von einer meist dünnen Rinde eines Erzes in der hellgrauen Farbe des Polydymit und Kobaltnickelkieses. Er sagt: „Obgleich diese beiden Mineralien eine von dem Eisenkies abweichende chemische Zusammensetzung haben und vielleicht auch verschiedene Kristallform besitzen — jene holoedrisch, soviel wir bis jetzt wissen, dieser hemiedrisch — hat es hiernach doch den Anschein, als ob der Eisenkieskristall in der Lösung des Polydymit, bezw. Kobaltnickelkies sich hat vergrößern können durch Parallelablagerung von Polydymitmolekülen auf seiner Oberfläche.“

In der Analyse unseres Kobaltnickelpyrits finden wir nun einen bedeutend höheren Gehalt an Co und Ni und erhalten auf die Bisulfide umgerechnet gute Werte. Auch sind die kleineren Kriställchen durchgehends von stahlgrauer Farbe; wenn nun einige größere Kriställchen, wie ich nur selten beobachtete, einen speisgelben Kern wie Pyrit haben, wie die von Laspeyres analysierten Kriställchen, so müssen wir uns diese Kristalle als schaligen Aufbau von Fe-reicheren und Fe-ärmeren Partikeln erklären. Ein derartiger Aufbau konnte im Dünnschliff nach Ätzung mit Salpetersäure sehr schön beobachtet werden.

Die Bildung beginnt in der ersten Phase mit reinem FeS_2, mit Pyrit; Co und Ni treten dann in reicherem Maße hinzu und in der letzten Phase bildet sich dann ziemlich reines Kobaltnickelsulfid, worauf die Bildung der älteren Sulfosalze mit Kupferkies einsetzt.

Auch bei den Kristallen von Laspeyres hat wohl ein Weiterwachsen der Pyritkristalle in Co- und Ni-reicherer Lösung stattgefunden. Die von ihm beobachtete stahlgraue Rinde ist dann eine isomorphe Mischung der Fe, Co, Ni-Bisulfide. Der ca. 1,5 % zu niedrig gefundene Schwefelgehalt gab Laspeyres die Veranlassung zu obiger Deutung und berechtigte ihn zur Umrechnung auf 83,83 % FeS_2 (Pyrit) und 16,17 % $(Fe, Ni, Co)_4 S_5$ (Polydymit). Ein so verhältnismäßig geringer Schwefelmangel dürfte aber nach einer einzigen Analyse nicht in diesem Sinne zu deuten sein.

Inwieweit der von Laspeyres beschriebene Eisenkies, der übrigens oktaedrisch ausgebildet ist und nicht die Form $b = 0\frac{2}{3}$ hat, mit unserem Kobaltnickelpyrit in Beziehung zu bringen ist, soll hier nicht weiter untersucht werden. Es sei nur darauf hingewiesen, daß eine Deutung im Sinne von Laspeyres auf Grund der Analysen des Kobaltnickelpyrits ausgeschlossen erscheint. Es liegt ein Bisulfid von Co, Ni und Fe vor, vielleicht auch ein reines Kobaltnickelsulfid.

Geolog.-mineralog. Institut der Techn. Hochschule Karlsruhe, Dezember 1913.

Beiträge zur Edelsteinkunde.

Von **H. Michel** in Wien.

I. Über synthetischen Rubin.

Mit 5 Textfiguren.

Seitdem die künstliche Darstellung der verschiedenen Korundvarietäten so weit gediehen ist, daß synthetische Steine zu billigen Preisen und in großen Mengen auf den Markt gebracht werden können, hat sich vielfach ein gewisses Mißtrauen gegen alle künstlich darstellbaren Steine eingestellt. Namentlich der Rubin wird stark betroffen; zum großen Teil liegt das Mißtrauen darin be-



Fig. 1.

gründet, daß eine Unterscheidung künstlicher und natürlicher Steine immer schwerer wird, seit die Darstellung auch sehr reiner Steine gelingt. Es sind schon vielfach zerstreut Bemerkungen über die Unterscheidbarkeit und über die Art der Unterscheidung von natürlichen Steinen gemacht worden, namentlich von R. Brauns, C. Doelter, A. v. Loehr; so ist das Auftreten von rundlichen Bläschen, das Auftreten von Schlieren, die ungünstige Schliffrichtung, das Fehlen von Flüssigkeitseinschlüssen und besonders von jenen Kristallnadeln, die in manchen natürlichen Vorkommen so häufig anzutreffen sind, hervorgehoben worden; die Unterscheidungsmerkmale zusammenzufassen, zu ergänzen und durch Mikrophotographien zu erläutern, ist der Zweck der vorliegenden Zeilen.

Bereits am Schmelztropfen, der bekanntlich die flaschenförmige Gestalt hat, kann man bei genauerem Zusehen am Rande eine ganz feine Streifung erkennen, die im geschliffenen Stein bisweilen schon im durchfallenden Lichte, bisweilen erst nach Einbetten in eine stark lichtbrechende Flüssigkeit, etwa Monobromnaphthalin, wahrgenommen wird, wenn der Stein in einer geeigneten Richtung beobachtet wird, so daß nämlich die einzelnen Anwachsschichten, die diese Streifen erzeugen, senkrecht geschnitten werden. Diese Streifen sind wohl bedingt durch eine verschiedene Konzentration des Farbstoffes und kommen bei verschieden Steinen ganz verschieden stark zum Ausdruck. Ein Stein, der diese Streifen besonders stark zeigt, ist in Fig. 1 abgebildet. Die Streifen sind ganz schwach gekrümmt, weil der Stein offenbar aus einem ziemlich großen Tropfen geschnitten wurde, und entsprechen den aufeinanderfolgenden Schichten des Schmelztropfens. Sie werden häufig erst bei starker Abblendung sichtbar und können an manchen Steinen so wenig deutlich sein, daß sie fast nicht bemerkt werden können. Diese Streifen sind nicht mit der bei natürlichen Steinen auftretenden Zonenstruktur zu verwechseln, die einmal ganz geradlinig verlaufende Streifen liefert; weiters läßt sich jedoch diese Zonenstruktur als solche durch folgende Kombination erkennen. Die Streifen im synthetischen Rubin liegen meist, wenn sie am schärfsten gesehen werden, gegen die optische Achse geneigt, jene seltenen Fälle ausgenommen, in denen die optische Achse senkrecht zur Längsrichtung des Tropfens verläuft. Die Zonenstruktur im natürlichen Steine läuft meist parallel (1120), geht also der optischen Achse parallel. Durch Beobachtung der Auslöschungsrichtungen, des Pleochroismus und der Interferenzbilder ist eine Entscheidung darüber, ob Zonenstruktur oder Streifung, und damit über die Frage, ob es sich um natürlichen oder künstlichen Rubin handle, bei dem Auftreten von solchen in Fig. 1 dargestellten Streifen möglich, auch wenn die Krümmung der Streifen unmerklich ist.

Ein ebenfalls in vielen Fällen ausschlaggebendes Merkmal sind die runden Gasbläschen, die uns Fig. 2 zeigt. Bisweilen sind sie außerordentlich spärlich, aber in einem größeren Steine findet man bei genauestem Durchsuchen in allen Richtungen doch hin und wieder ein solches Bläschen, oder mehrere ganz kleine nebeneinander gehäufte Bläschen, welche dann eine absolut zuverlässige Entscheidung ermöglichen. Keinesfalls sind diese Gasbläschen, die zumeist ganz schwarz erscheinen, mit Flüssigkeitseinschlüssen oder anderen Einschlüssen zu verwechseln, wie sie beim natürlichen Stein auftreten.

Noch ein drittes Merkmal gibt es, das unter dem Mikroskop sichtbar wird. Der geübte Juwelier erkennt vielfach schon am Schliff, an der Art und an der Reinheit, mit der die Facetten an-

gelegt sind, ob natürliche oder künstliche Steine vorliegen. Namentlich macht sich beim künstlichen Stein oft eine gewisse Sprödigkeit geltend, derart, daß von einer Facette weg kleine Sprünge in das Innere des Steines gehen. Es ist ja bekannt, daß die Schmelztropfen sehr oft der Länge nach springen, oft ohne sichtbaren äußeren Anlaß; weitaus die meisten geschliffenen Steine werden aus solchen durch Zerspringen erhaltenen Stücken geschnitten. Es ist weiters auch bekannt, daß anfangs eine der Hauptschwierigkeiten bei der künstlichen Darstellung darin lag, daß die Stelle, an welcher der Tropfen mit seiner Unterlage verwächst, möglichst klein sein muß, weil sonst der Tropfen unfehlbar in zahlreiche



Fig. 2.

kleine Stücke zersprang; bei der verhältnismäßig sehr raschen Abkühlung machten sich die verschiedenen Ausdehnungskoeffizienten des Korundes und des als Sockel dienenden Materials sehr stark bemerkbar. Wenn nun diese Schwierigkeiten auch jetzt überwunden sind, so zeigen doch zahlreiche synthetische Steine in ihrem Innern kleine Sprünge und Risse, die von den im Innern der Steine herrschenden Spannungen herrühren und von diesem Spannungszustande Zeugnis geben. Daß ein solcher Zwangszustand bei vielen Steinen existiert, zeigt sich auch in den optischen Anomalien. Fig. 3 zeigt derartige, von den Facetten eines Steines ausgehende Risse und Sprünge. Die Risse im Innern eines Steines sind seltener anzutreffend (Fig. 4).

Eine weitere Eigentümlichkeit zeigen die künstlichen Steine



Fig. 3.

dadurch, daß ihre Schliffrichtung zumeist nicht ausgesucht wird, sondern daß gewöhnlich die Fläche, nach welcher der Tropfen meist zerspringt, als Tafelfläche gewählt wird. Diese Fläche geht ungefähr der Längsachse der Tropfen parallel (siehe Fig. 5) und die optische Achse schließt meist einen geneigten Winkel mit der



Fig. 4.

Längsachse ein. So fand A. J. Moses[1] bei der Untersuchung künstlicher Saphire, für welche ganz die gleichen Verhältnisse gelten, für den Neigungswinkel der optischen Achse gegen die Längsachse den Wert von 40°. Ebenso hat R. Brauns[2] mehrfach diese Erscheinung beschrieben, jüngst auch K. Endell[3]. Es kommt also auf diese Weise sehr selten vor, daß ein synthetischer Stein so geschliffen wird, wie dies bei natürlichen Steinen tunlichst geschieht, falls damit kein zu großer Materialverlust verbunden ist, daß nämlich die optische Achse auf der Tafelfläche senkrecht steht. Es zeigen also die synthetischen Steine nur selten die rein rote Farbe, sondern sind meist stark dichroitisch. Die Fälle, wo die optische Achse um 90° gegen die Längsachse geneigt ist, oder wo der Arbeiter dem Stein die richtige Schliffform trotz des Vorhandenseins einer wohl durch ihre Größe, nicht aber durch ihre Lage zur Tafelfläche prädestinierten Fläche gibt, sind Seltenheiten.

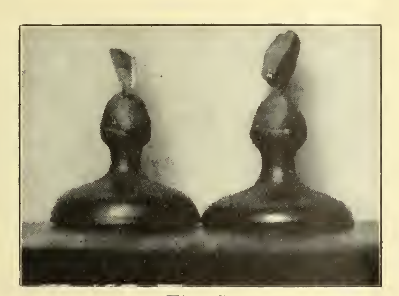


Fig. 5.

Die Juweliere wollen öfters eine abweichende ungünstige Färbung der synthetischen Steine konstatieren und daran synthetische Steine erkennen. Vielfach mag dies nur die Schuld der ungünstigen Schliffform sein, doch kommen sicher auch von Haus aus ungünstig gefärbte Steine vor. Allerdings gibt es, namentlich in letzter Zeit, auch ganz einwandfrei gefärbte synthetische Steine.

Die „Seide" und der „Schmelz" der natürlichen Steine, der den künstlichen Steinen fehlt, ist wohl auf die feinen kristallinen Einschlüsse in den natürlichen Steinen zurückzuführen.

Das absolute Fehlen von Zwillingsbildungen in synthetischen Steinen ist auch von R. Brauns (l. c.) schon erwähnt worden. Die bei künstlichen Steinen durch innere Spannungszustände verursachten optischen Anomalien haben ihre entsprechende Erschei-

[1] A. J. Moses, Amer. Journ. of sc. 1910. 30. p. 393.

[2] R. Brauns zuletzt: Handwörterbuch der Naturwissenschaften. Jena. 8. p. 967.

[3] K. Endell, Zeitschr. f. anorgan. Chem. 82. p. 271.

nung in optischen Anomalien der natürlichen Steine, die aber hier durch Zwillingsbildungen bedingt sind und also als solche zu erkennen sind. Namentlich sind es zahlreiche kleinere Zwillingslamellen, die parallel zueinander eingeschaltet sind und häufig im natürlichen Stein beobachtet werden können. Neuerdings gibt K. Endell[1] Zwillingsbildung für künstliche Edelsteine an, doch soll sie sehr selten sein.

Man sieht also, es gibt eine ganze Reihe von Merkmalen, die man bei einer mikroskopischen Prüfung der synthetischen Steine feststellen kann. Es wird naturgemäß in jedem einzelnen Falle die Kombination aller dieser Beobachtungen nötig sein, um eine sichere Erkennung zu ermöglichen.

Die Brechungsquotienten der natürlichen und künstlichen Steine stimmen nach den Untersuchungen von R. Brauns (dies. Centralbl. 1909. p. 673) vollkommen überein, so daß sie nicht als Unterscheidungsmittel in Betracht kommen. Ebenso verhält es sich mit dem spezifischen Gewicht, wie Brauns feststellte (Handwörterbuch, l. c.).

C. Doelter[2] hat künstliche und natürliche Rubine auf ihr Verhalten gegenüber Radiumstrahlen und Kathodenstrahlen geprüft und gefunden, daß jene natürlichen Rubine, welche einen bläulichen Stich besitzen, durch Bestrahlung mit Radium diesen Stich verlieren und mehr reinrot werden. Durch Behandlung mit ultravioletten Strahlen erhalten jedoch die durch Radium etwas veränderten Steine ihre ursprüngliche Farbe wieder. Dagegen zeigte künstlicher Rubin keine Veränderung, so daß das Färbemittel stabiler zu sein scheint. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. I. 1908. p. 1297.)

Bei der Bestrahlung mit Kathodenstrahlen fand C. Doelter (Sitzungsber. Wiener Akad. 1911. I. p. 85), daß Kunstrubin ein mehr gelblichrotes Phosphoreszenzlicht zeigt als natürlicher Rubin und stärker nachleuchtet. (Bereits Lecocq de Boisbaudran hatte bei den ersten Frémy'schen Rubinen Unterschiede beobachtet.)

Bei der Bestrahlung mit ultraviolettem Lichte zeigen natürlicher Rubin (Birma) wie künstlicher eine lebhafte Fluoreszenz; der künstliche Stein sendet meist ein schreienderes Licht aus als der natürliche, der in einem milden, diskreten Lichte aufleuchtet.

Gegenwärtig trifft Verf. Vorbereitungen, um künstliche und natürliche Steine im Ultramikroskop zu untersuchen, um eventuell auf diesem Wege Unterschiede etwa in der Verteilung des Färbemittels zu finden. Jedenfalls ist der färbende Zusatz im natürlichen Stein in geringerer Menge vorhanden.

[1] K. Endell, ebenda. p. 271.

[2] C. Doelter, Sitzungsber. Wiener Akad. I. 1908. p. 819 ff., 1275 ff.; 1911. I. p. 73 ff.; dies. Centralbl. 1911. p. 753. — Das Radium und die Farben. Dresden 1912.

Auch in anderer Hinsicht wären Versuche anzustellen. Es wäre namentlich das Fluoreszenzlicht, das durch verschiedene Erregungen erzeugt wird, eingehend zu prüfen; ich verweise hier auf die sehr interessanten Ergebnisse, die A. Pochettino[1] bei der Prüfung der Kathodolumineszenz von Kristallen erhalten hat. Er fand zwei neue Erscheinungen, die doppelte Lumineszenz und den Dichroismus der Kathodolumineszenz. Die letztere Eigenschaft zeigte sich bei Untersuchung von künstlichem Saphir der deutschen Edelsteingesellschaft, der deutlichen Dichroismus der Kathodolumineszenz zeigte, indem das durch den Analysator beobachtete Lumineszenzlicht je nach der Hauptschnittstellung hell lavendelblau oder blauviolett erscheint. Bei natürlichen Steinen ist dagegen ein derartiges Verhalten nicht zu beobachten. Beim Rubin zeigte sich allerdings keine Verschiedenheit. Ebenso hat E. Engelhardt[2] beim Prüfen der Photolumineszenz im ultravioletten Lichte keine Verschiedenheit gefunden, doch wurde bei diesen Versuchen nur die Wellenlänge des Fluoreszenzlichtes mit einem Handspektroskop geprüft. In diesen Richtungen sollten weitere Versuche gemacht werden.

Flußspatzement in Triasarkose.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von P. **Placidus Hartmann** in Engelberg.

O. Mügge[3] besprach ein interessantes Vorkommen von Flußspat als Bindemittel in Sandstein, der von einem nordischen Geschiebe aus den Grandgruben bei Lauth, östlich Königsberg, stammte.

Bezugnehmend hierauf konstatiert E. Sommerfeldt[4] die wichtige Tatsache, daß fluorhaltige Zemente auch zur Herstellung künstlicher Sandsteine Verwendung finden. Dieses Verfahren beruht auf Anwendung wässeriger Flußsäure, vorzüglich aber von Fluorsalzen (Fluornatrium, -ammonium, -kalium, -magnesium) mit Glaspulver und Steinmehl in Verbindung mit alkalischen Erden. Man möchte vielleicht erwarten, daß die Natur sich solcher Bindemittel auch öfters bediente.

In der Tat stellt obgenanntes Vorkommen nicht das erste derartige Beispiel dar. Schon 1898 konstatierten A. Duparc und E. Mrazec[5] Flußspat im Zement des infraliasischen Konglomerates

---

[1] A. Pochettino, Zeitschr. f. Krist. **51**. 1913. p. 125.

[2] E. Engelhardt, Dissertation. Jena 1913.

[3] O. Mügge, Dies. Centralbl. 1908. p. 33.

[4] E. Sommerfeldt, Dies. Centralbl. 1908. p. 161.

[5] A. Duparc et E. Mrazec: Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. Soc. de Phys. Mém. Genève 1898. — Duparc et Pearce, Sur le Poudingue de l'Amone dans le Val Ferret suisse. Compt. rend. **126**. 1898.

von Amone im Val Ferret des schweizerischen Montblanc-Gebietes. Seither scheinen aber keine weiteren Vorkommnisse bekannt geworden zu sein.

Bei meinen petrographisch-geologischen Aufnahmen im kristallinischen Substratum der Dents de Morcles, die demnächst veröffentlicht werden sollen, fand ich am Kontakt eine gelbliche, hie und da auch hellgrau oder rötlich gefärbte Arkose mit größeren Körnern von Rosenquarz. Die mikroskopische Untersuchung[1] ergab im Zement ein Mineral, das sich durch Vergleich an Hand der Becke'schen Methode als äußerst schwach lichtbrechend erweist. Es ist isotrop und zeigt vollkommene, oktaedrische Spaltbarkeit; Eigenschaften, die dem Flußspat zukommen und in ihrer Gesamtheit sich nur auf ihn beziehen lassen. Die qualitative, chemische Analyse, die Herr Dr. P. Pooth, Assistent am chemischen Laboratorium der Universität Freiburg (Schweiz), vornahm, ergab denn auch eine sehr kräftige Fluor-Reaktion. Eine quantitative Analyse des Gesteins wird in einer spätern Mitteilung folgen.

Es ist dies wohl das erstemal, daß ein CaF_2-führendes Bindemittel in der Triasarkose beobachtet wurde, und bedeutet nach dem von A. Duparc angeführten Vorkommen den ersten weiteren Fund eines fluorhaltigen Zementes im Alpengebiet.

Die zuerst untersuchten Proben stammen von Tsinsaut, einer Gegend ungefähr in halber Höhe zwischen den Waadtländer Dörfchen Lavey und Morcles, am rechten Hange des Rhonetales, unter der hohen, Glapey genannten Malmwand, welche die Festungswerke von Dailly trägt. Die Arkose ruht hier konkordant mit den jüngeren Sedimenten in fast rechtwinkliger Diskordanz auf den kristallinischen Schiefern, die von roten Apliten völlig durchdrungen sind. Sie besitzt eine Mächtigkeit von 3—5 m, streicht SW—NO und fällt unter 30—45° nordwestlich. Auf ihr lagern bunte Schiefer, die den Lokalnamen schistes lie de vin führen; dann folgen die typischen dolomitischen Kalke und Rauchwacken.

Gleichartige Stücke fand ich auch jenseits des Torrent de Morcles an der Fahrstraße Es Loex-Morcles; desgleichen in bedeutender Entfernung beim Six Carro — 2094 m oberhalb des Rhoneknies gegenüber von Martigny.

Ob dieser Zement der ganzen Arkose-Varietät in dieser Gegend charakteristisch ist oder ob es sich nur um lokale Vorkommen handelt, läßt sich noch nicht endgültig feststellen. Auch war es mir bis jetzt nicht möglich, im Anstehenden irgendwo Flußspat zu konstatieren.

[1] Herr E. Hugi in Bern hatte die Freundlichkeit, einige meiner Schliffe zu kontrollieren.

Über das Vorkommen von Molybdänglanz bei Ginzling in Tirol (Zillertal).

Von Erwin Kittl.

Mit 1 Textfigur.

Auf einer Tour in den Zillertaler Alpen fand ich heuer bei Ginzling im Zillertal Molybdänglanz in den Apliten, die gangförmig den biotitreichen schiefrigen Gneis durchsetzen[1]. Die Stelle ist leicht zu finden: sie liegt am Weg ins Floitental, ungefähr 20 m oberhalb der kleinen Holzbrücke, die den Floitenbach übersetzt, wo er in das Zemmtal mündet. Es liegen dort rechts und links vom Weg einige frische Gesteinsblöcke, die augenscheinlich erst vor kurzem vom Südhang des Floitenbaches herabgefallen sind. Da sie den Weg versperrten, wurden sie zertrümmert und auf diese Weise konnten ganz frische Stücke gesammelt werden. Der dunkle, glitzernde Biotitgneis ist dort von zuckerkörnigen Apliten durchzogen, deren Mächtigkeit zwischen 2 cm breiten Adern und Gängen von Meterstärke wechselt. In einem dieser Aplite fand sich Molybdänglanz in Form von kleinen Blättchen, deren Breite gewöhnlich 3 mm nicht übersteigt. Die Anordnung der Aggregate entspricht einer kleinen Ader, die ungefähr parallel dem Salband zwischen Biotitgneis und Aplit verläuft. Das Äderchen von Molybdänglanz ist ziemlich lang, aber nicht kontinuierlich, sondern unterbrochen. Ob vielleicht nur ein Querschnitt vorliegt, muß dahingestellt bleiben.

Dieses Molybdänglanzvorkommen ist in seiner Paragenesis im großen und ganzen übereinstimmend mit den bekannten Tiroler Vorkommen, im besonderen ergeben sich jedoch Abweichungen, vielleicht auch nur deshalb, weil die älteren Angaben nur mangelhaft sind.

W. v. Senger[2] erwähnt Molybdänglanz von Pfitsch, ferner wird er genannt von L. Liebener und Vorhauser[3], dann von Naumann-Zirkel[4], indessen ohne weitere Details. Auch finden sich Angaben bei V. v. Zepharovich[5], nach welchem Autor der Molybdänglanz als Seltenheit lagenbildend im Quarz mit Molybdän-

[1] F. Becke, Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal). IX. Intern. Geol. Kongreß. 1903. p. 21.

[2] W. v. Senger, Versuch einer Oryktographie der gefürsteten Grafschaft Tyrol. Innsbruck 1821. p. 81.

[3] L. Liebener u. Vorhauser, Die Mineralien Tirols nach ihrem eigentümlichen Vorkommen in den verschiedenen Fundorten, nebst Nachtrag. Innsbruck 1852 u. 1866. p. 194.

[4] Naumann-Zirkel, Elem. d. Mineralogie. 13. Aufl. Leipzig 1898. p. 489.

[5] V. v. Zepharovich, Mineralog. Lexikon f. d. Kaisertum Österreich. II. 1873. p. 29.

ocker vereint auftritt. E. Weinschenk[1] erwähnt von den hohen Tauern Molybdänglanz mit Quarz im Zentralgranit.

Für den vorliegenden Fall ist das eigentliche Nebengestein des Molybdänglanzes der Salbandaplit, der in seinem Mineralbestand kombiniert ist aus dem Biotitgneis und dem Aplit. Deshalb sollen kurz zuerst diese besprochen werden.

Das Gestein, in welchem die Aplite auftreten, ist der erwähnte dunkle biotitreiche Granitgneis von ziemlich feinkörniger Struktur, in dem 1—3 mm dicke hellere und dunklere Lagen abwechseln, so daß ein mehr oder weniger geschiefertes Aussehen resultiert. Der Gneis besteht aus Biotit, Quarz und Plagioklas, in geringerem Maße beteiligen sich an der Zusammensetzung des Gesteins Muscovit, ferner als akzessorische Bestandteile Zirkon und Apatit, wie sie normal in derartigen Gesteinen vorkommen. Der Plagioklas ist seiner Zusammensetzung nach ein Oligoklas und entspricht dem basischeren Feldspat des Aplites, wie er weiter unten beschrieben wird (ungefähr 20 % Anorthitsubstanz). Bemerkenswert ist, daß die Feldspate sämtlich nur Klinozoisiteinschlüsse führen, Serizit fehlt vollkommen als Einschluß.

Der Biotit ist von schwarzer Farbe, u. d. M. zeigt er ein nicht sehr lebhaftes Sienabraun mit einem Stich ins Grünliche für γ, hellgelblichbraun für α. Die Stärke der Doppelbrechung für $\gamma - \alpha = 0{,}034$.

Erwähnenswert ist noch das Auftreten von Körnchen von Epidot als selbständiger Bestandteil und Titanit an Biotit gebunden.

Die Struktur des ziemlich feinkörnigen Aplites ist — ausgenommen am Salband gegen den Gneis — auch ein wenig schiefrig. Der Mineralbestand entspricht seiner hellen Färbung: Quarz nur in feinkörnigen Aggregaten (Kornflasern), Plagioklas, Muscovit als primärer Bestandteil, teilweise mit deutlichen eigenen Umrissen und als sekundärer, teils die Kornflasern des Quarzes umgebend, teils als Neubildung im Plagioklas. An Menge zurücktretend, aber immer noch als wesentliche Bestandteile Mikroklin, sehr wenig Biotit (verwachsen mit Muscovit) und Granat in ganz zersprungenen Kristallen, die mit freiem Auge als rötliche Körnchen erscheinen.

Was den Plagioklas betrifft, so kommt dieser in zwei Formen vor: 1. als größere, nunmehr meist zersprungene Einsprenglinge. Makroskopisch heben sich diese Feldspate infolge ihres bläulichen Farbtones von der rein weißen Grundmasse ab.

[1] E. Weinschenk, Die Minerallagerstätten des Großvenediger und der Hohen Tauern. Zeitschr. f. Krist. 1896. p. 26. — Vergl. auch die Angaben von G. Gasser, Die Mineralien Tirols etc. Innsbruck 1913.

U. d. M. sieht man gewöhnlich zwei deutliche Zonen, bestehend aus einer ziemlich großen Kernpartie, die auf Schnitten senkrecht zu M und P einen Auslöschungswinkel besitzen, der beinahe 0 ist, wie ihn saure Plagioklase mit 20 % Anorthit zeigen. Diese Partien sind umgeben mit Rändern, deren Auslöschung um 6° differiert. Die Ränder neigen aber dem sauren Endglied der Mischungsreihe zu, da sie stets schwächer lichtbrechend sind als Quarz. Als sauerste einheitliche Kernpartie wurde ein Auslöschungswinkel von 8° in einem Schnitt ⊥ auf M und P beobachtet (13 % An) mit saureren Rändern (Differenz der Winkel 5°). Somit liegt ein Plagioklas vor, der in seiner Zusammensetzung zwischen 13 und 20 % Anorthitsubstanz schwankt, mit Rändern von geringerem Gehalt an Anorthit. Bei den Kernpartien treten Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader- und Albitgesetz auf, letztere jedoch nicht in so feinen Lamellen, wie sie in den Rändern immer zu sehen sind. Die Plagioklase sind oft erfüllt von massenhaften Einschlüssen, die hier aber stets aus Muscovit bestehen.

2. kommt der Plagioklas in kleinen körnigen Individuen eng vermengt mit Quarzkörnern vor. Derselbe ist stets ein sehr saurer Plagioklas (nahe Albit). Albitlamellen sind häufig.

Muscovit ist ziemlich viel vorhanden, Biotit jedoch nur wenig, meist mit ersterem verwachsen. Seine Farbe ist im Dünnschliff für γ ein helles, etwas grünliches Holzbraun, für α gelblichweiß. Charakteristisch ist ferner noch der erwähnte Gehalt an Kalifeldspat, myrmekitische Verwachsungen von Plagioklas mit Quarz und endlich Granat.

Wo nun der Aplit mit dem Biotitgneis in Berührung kommt, ist die Zone des Molybdänglanzes. Dieser Salband-Aplit besitzt die Eigenschaften des normalen Aplites mit einem kontinuierlichen Übergang in den Biotitgneis, wie z. B. das langsame Abnehmen von Muscovit, die Zunahme von Biotit, das allmähliche Verschwinden von Mikroklin zeigt. In dieser Grenzfazies ist nun gangförmig eine Partie eingeschaltet, die als älteste Gangminerale Quarz mit wenig saurem Plagioklas zeigen. Ersterer kommt hier nicht in den erwähnten körnigen Aggregaten vor, sondern in Form von größeren Individuen, die allerdings nicht jene Konturen zeigen, wie sie Kristallflächen aufweisen. Dazu kommt noch etwas Muscovit vor, und zwar dort, wo man das Salband dieser Gangspalte vermuten kann, deutlich ausgeprägt ist ein solches nicht in bezug auf die Ader. Als eigentliche Spaltfüllung kommt dann der zuletzt gebildete Biotit und Molybdänglanz. Der Biotit in gut gegen das Spalteninnere begrenzten Kristallen weicht in seinem Aussehen völlig von dem früher beschriebenen ab. Der Pleochroismus ist außerordentlich stark ($\gamma \gtreqless \alpha$), das heißt noch stärker als bei dem Biotit des Gneises und Aplites. Die Farbe für γ ist ein tiefdunkles, rötliches Braun,

für α ein helles Bräunlichweiß. Zersetzungserscheinungen fehlen, pleochroitische Einschlüsse ebenfalls. Etwas jünger und zum Teil noch gleichalterig erscheint der Molybdänglanz[1], in die rosettenförmig angeordneten Blättchen und Spaltrisse des Biotits eindringend oder unregelmäßig mit ihm verwachsen. In einzelnen Partien erscheint Quarz mit sehr vielen Flüssigkeitseinschlüssen noch jünger als Molybdänglanz. Eine Kristallform zeigt der Molybdänglanz nicht. Wo er makroskopisch sichtbar wird, zeigt er die erwähnten Blättchenaggregate. Erwähnenswert ist noch, daß die Zone, wo der Molybdänglanz vorkommt, eine Anzahl von Mineralen zeigt, die sonst nicht beobachtet wurden: Orthit in winzigen Kriställchen mit hellen Rändern, serpentinische Substanz als Zersetzungsprodukt des Granates.

Das beigefügte Schema soll ein Bild der sukzessiven Gesteins- und Mineralbildung geben. Die vulkanischen Prozesse sind zu trennen von den dynamometamorphen, welche sich durch das Zerbrechen der größeren Kristalle, Kornflasern des Quarzes, vielleicht Neubildung von Muscovit und Klinozoisit im Plagioklas, Neubildung von Muscovit in der Richtung der Schichtungsfläche, also normal zum stärksten Druck äußern. Es liegen hier also folgende Bildungen vor: ein Biotitgranitgneis wird von Aplitgängen durchbrochen. Am Salband zeigt sich ein allmählicher Übergang beider Gesteinsarten. Eine jüngere Spalte im Aplit zeigt als Füllung Quarz, Biotit und Molybdänglanz. Ob der Reichtum an Quarz nur auf die Gangbildung zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden; es ist auch die Möglichkeit vorhanden, daß eine quarzreichere Partie des Aplites durchschnitten wurde oder stellen diese Bildungen den Übergang zwischen den magmatischen und pneumatolytischen Vorgängen dar: also Pegmatite.

Der Molybdänglanz kennzeichnet also hier eine Periode, die noch jünger ist als die der Aplite, traf jene wohl schon im festen Zustande und ist charakteristisch für die pneumatolytische Periode, die der magmatischen folgt. Im vorliegenden Falle ist folgende Reihe der vulkanischen Prozesse zu sehen: a) magmatische Bildung des Granitgneises, b) magmatische Bildung des Aplits, c) pneumatolytische Bildung des Äderchens, nicht mehr rein vulkanisch: d) Bildung von Myrmekit und jüngerem Albit im gesamten Gestein, Schachbrettalbit im Aplit, ferner e) wohl nur dynamometamorphe Prozesse wie die Neubildung der Einschlüsse der Plagioklase, Muscovitbildung etc. d) und e) stellen keine vulkanischen Prozesse dar, können aber

[1] Eine Probe mit Salpeter geschmolzen, wurde in Wasser gelöst, mit Salzsäure versetzt und dann metallisches Zinn hinzugefügt. Die Lösung färbt sich dann dunkelblau und wird nach einigen Stunden braun. Vergl. M. Lazarević und E. Kittl, österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. Wien 1913.

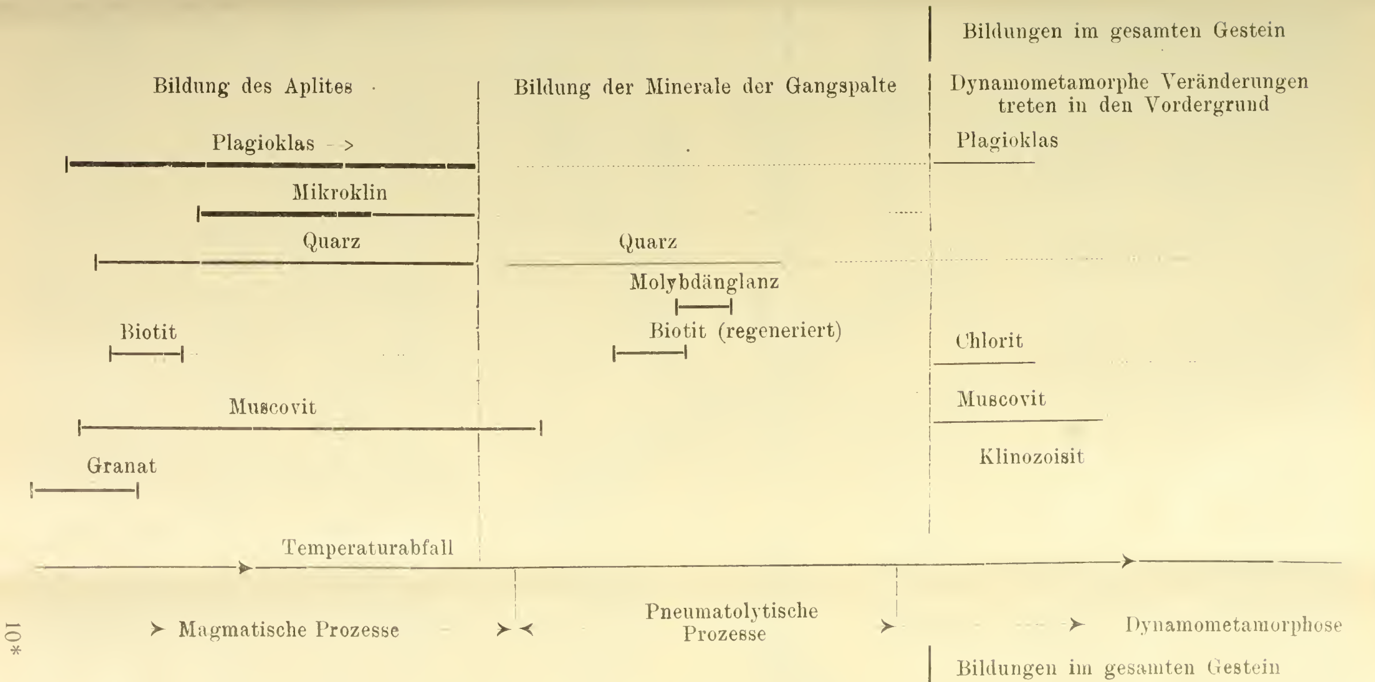


Fig. 1. Paragenese der Minerale aus dem Molybdänglanz führenden Aplit. Die punktierten Linien sollen die Möglichkeit einer Bildung andeuten. Die hydrothermalen Prozesse fehlen hier, d. h. sie sind nicht zu erkennen.

im Gefolge solcher auftreten und sind zeitlich nicht beschränkt, doch können sie die hydrothermalen Bildungen verwischen oder nicht zur Ausbildung kommen lassen, wie im vorliegenden Fall.

In der schematischen Darstellung der Drusenminerale des Granites wurde von J. Koenigsberger[1] der Molybdänglanz vom Biotit durch ein Intervall getrennt und zwar erscheint dort der Molybdänglanz vereint mit Bleiglanz. Im vorliegenden Falle stellt also der Molybdänglanz und Biotit diejenigen postvulkanischen Bildungen dar, die analog sind der Zinnerzformation. Charakteristisch für die alpinen Molybdänglanzvorkommen scheint die Begleitung von Quarz zu sein. Der Molybdänglanz stellt uns aber den Zinnerzvertreter[2] vor, die Periode seiner Bildung ist eine oft nicht deutlich sichtbare pneumatolytische, die einer noch hohen Temperatur entspricht.

Leoben, November 1913.

Mineralogisches Institut der k. k. montanistischen Hochschule.

Über das Auftreten von Granit und über Dislokationen im nordwestlichen Sachsen.

Von **F. Etzold.**

Mit 2 Textfiguren.

Im ganzen nordwestlichen Sachsen bis zum Schiefermantel des Granulitgebirges, den Grauwacken des Collmberges und den granitischen sowie gneisartigen Gesteinen der Liebschützer Berge waren bisher präpermische Gesteine nur an drei Stellen bekannt. Zunächst treten nämlich untersilurische Grauwacken in der Gegend von Otterwisch und Hainichen als von Südwesten nach Nordosten streichender Rücken zutage, dann stellt die Deditzhöhe östlich von Grimma eine die dortigen Porphyrdecken durchstoßende Klippe von gleichfalls untersilurischer Grauwacke dar, schließlich hebt sich im westlichen Leipzig, in Plagwitz bis Großzschocher eine dem Kulm zugerechnete Grauwacke an die Oberfläche empor. Der Nachweis der metamorphosierenden Einwirkung des Granites auf Grauwackengesteine brachte die Überzeugung, daß unter dem mächtigen Diluvium, Tertiär und Perm Nordwestsachsens granitische Gesteine eine weite Verbreitung haben müssen. Dieser Überzeugung gab zuerst H. Credner Ausdruck, indem er mit

[1] C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. II. p. 27: J. Koenigsberger, Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien.

[2] Es soll hier auf Molybdänglanz als Zinnerzvertreter hingewiesen werden, wie von K. A. Redlich (Min. u. petr. Mitt. 30. p. 43) beim Forellenstein von Gloggnitz schon früher ausdrücklich hervorgehoben wurde.

Bezug auf die Grauwacken von Leipzig—Plagwitz—Großzschocher schrieb[1]: „Der kristallinische Habitus, die Knoten- und Fleckenführung einzelner dieser Grauwackenvorkommnisse erinnern so lebhaft an gewisse Umwandlungsprodukte der silurischen Grauwacken im Kontakte mit dem Granite der Lausitz und stehen den normalen, unverändert gebliebenen Grauwacken des übrigen Nordsachsens so schroff gegenüber, daß es nahe liegt, auch die eben erwähnten Modifikationen innerhalb der Leipziger Grauwacke den Kontaktwirkungen eines in der Tiefe verborgenen, von jüngeren Ablagerungen bedeckten granitischen Eruptivgesteines zuzuschreiben." Zu demselben Resultate gelangte R. Reinisch bei dem Studium

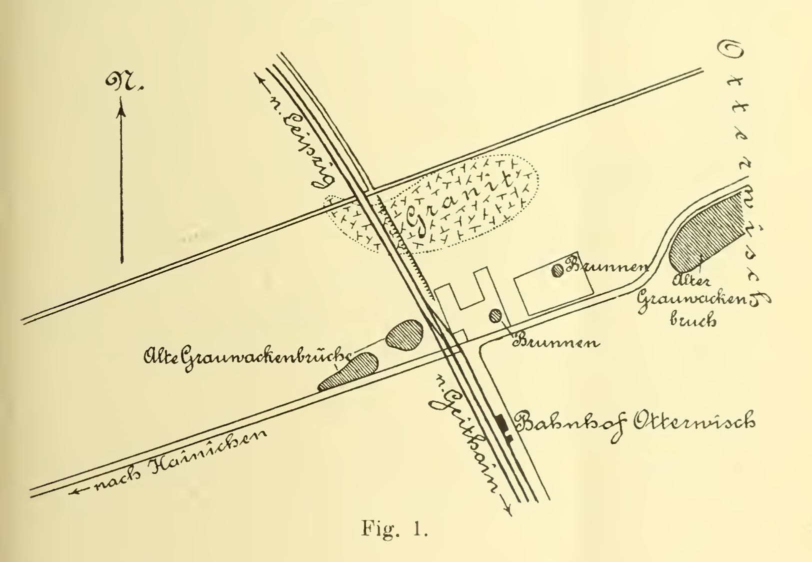


Fig. 1.

der „Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises"[2]. Er schloß aus den als Einschlüsse gefundenen Bruchstücken metamorpher Grauwacken sowie Andalusit-Cordierithornfelse und aus dem Fehlen echter Granitfragmente im Granitporphyr, daß dieses Gestein den Kontakthof eines in der Tiefe verborgenen Granites durchbrochen haben müsse.

Sehr überraschen muß, daß sich der nach Credner und Reinisch in der Tiefe vorhandene Granit hart an dem oben erwähnten Grauwackenrücken von Hainichen—Otterwisch unmittelbar unter einer schwachen Diluvialdecke anstehend, also fast zu Tage ausgehend nachweisen läßt. Geht man vom Bahnhof Otterwisch nordwärts (siehe Fig. 1) über den Hainichener Kommunikationsweg

[1] Die geologischen Verhältnisse der Stadt Leipzig. 1891. p. 4.

[2] Min. u. petrogr. Mitteilungen. 16. p. 465–503. 1896.

hinweg im östlichen Eisenbahngraben, so kann man etwa 100 m vor der ersten Wegunterführung mit dem Stock unter der berasten Grabensohle auf hartes Gestein stoßen und dasselbe bis dicht an die Unterführung ohne Unterbrechung in der angegebenen Weise erreichen. Dasselbe Gestein kann man auch an der Grabenböschung zur Rechten leicht unter der Rasennarbe bloßlegen und konstatieren, daß es nicht, wie man dort zunächst erwartet, Grauwacke, sondern vielmehr Granit ist. Geht man nun das anstoßende Feld ab, so findet man nach Osten hin bis auf eine Entfernung von etwa 300 m außer milchweißen Quarzen und nordischen sowie einheimischen Geschieben grusig verwitterte Granitbrocken. Dieselbe Beimengung von Granitfragmenten zeigt sich auch westlich der Bahn noch auf einer kurzen Strecke; kurz: man überzeugt sich, daß hier ein von Westsüdwest nach Ostnordost gestreckter Granitbuckel fast zutage tritt, also genau dieselbe Richtung einhält, wie der in der Literatur oft erwähnte Grauwackenrücken von Hainichen—Otterwisch, in dem sich kaum 100 m vom Granit entfernt ein auflässiger, vollständig verfallener Bruch befindet.

Der Granit von Otterwisch ist zurzeit nur in stark angewittertem Zustande erreichbar und zeigt sich in demselben als gleichmäßig mittelkörniges, gelblich bis rostbraun gefärbtes, bröckeliges, stark durchklüftetes Gestein von durchaus massigem Gefüge. Im Dünnschliff erweist sich dasselbe als holokristallin, bestehend aus Feldspat (Orthoklas und Plagioklas), Quarz und Biotit, ist also ein Granitit. Der gesamte Feldspat ist weitgehend zersetzt, nur die Plagioklase sind zum Teil randlich noch ziemlich frisch. Der Biotit ist zumeist grünlich gefärbt (chloritisiert), nur als Einschluß im Quarz weist er noch seine ursprüngliche braune Farbe auf. Akzessorisch sind Körner und rundliche gedrungene Säulchen von Apatit und winzige Zirkonkriställchen vorhanden, die allesamt meist im Glimmer sitzen. Die Ausscheidungsfolge ist: Akzessorien, Biotit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz, welch letzterer bisweilen schwach undulös auslöscht. Nach alledem weist der Granit makroskopisch und mikroskopisch absolut nichts Auffallendes auf, ist vielmehr ein ganz normaler mittelkörniger Biotitgranit.

Wie oben angegeben ist und die beistehende Skizze 1 zeigt, bildet der Granitit von Otterwisch einen Rücken, der sich bis auf 100 m Entfernung von dem etwas höheren Grauwackenrücken nachweisen läßt. Die Grauwacke von Otterwisch [1] wurde vor mehreren Jahren und im vergangenen Sommer in größter Nähe am Granit durch Brunnenanlagen (siehe Skizze 1) bis zu 20 m Tiefe, also in relativ frischem Zustande, aufgeschlossen. An beiden Stellen besaß das Gestein ganz vorwiegend feinschiefrige Be-

[1] Vergl. Erläuterungen zu Sektion Naunhof—Otterwisch, 2. Aufl. p. 2.

schaffenheit, quarzitische Bänke traten zurück und nur in der größten erreichten Tiefe wurden Schichten angetroffen, in denen die weißen, grauen und schwarzen Quarze Erbsengröße erlangten. Die vorherrschende Ausbildungsweise wäre erfahrungsgemäß für eine kontaktmetamorphe Umwandlung der Grauwacke äußerst günstig gewesen, aber auffallenderweise ließ sich in ihr auch nicht die leiseste Andeutung von Flecken- oder Knotenbildung oder hornfelsartiger Beschaffenheit nachweisen. Hieraus ergibt sich mit absoluter Sicherheit, daß der Granit durch eine Verwerfung in das Niveau der unveränderten Grauwacke gerückt worden ist.

Über den Verlauf und das Alter dieser Verwerfung von Otterwisch geben folgende Verhältnisse Aufschluß (vergl. Fig. 2). Tritt

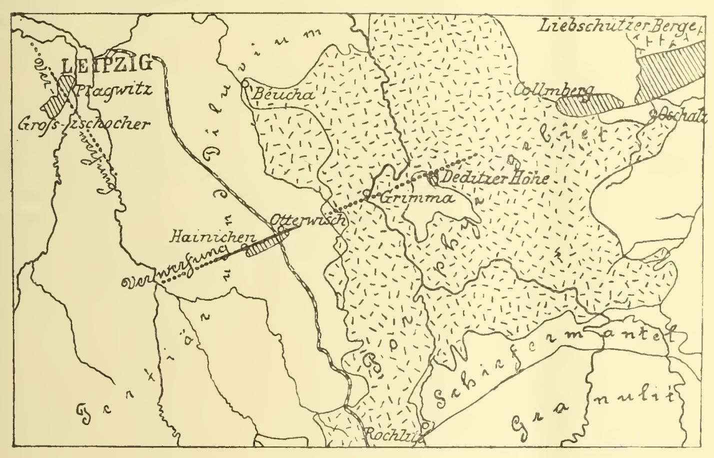


Fig. 2.

schon der Granit als von WSW. nach ONO. gestreckter Rücken der Oberfläche nahe, so ist dies in noch viel deutlicher ausgesprochener Weise mit dem Grauwackenrücken der Fall. Alle Aufschlüsse in demselben zwischen Hainichen und Otterwisch und die Bohrungen, mit denen er östlich des letzteren Ortes unter der Braunkohlenformation angetroffen worden ist, bilden eine geradezu schnurgerade, von WSW. nach ONO. verlaufende Linie. Genau in der Verlängerung dieser Linie aber erreicht man in 16 km Entfernung die Deditzhöhe östlich von Grimma, also die bereits oben erwähnte, den Porphyr durchragende Klippe von untersilurischen Grauwacken, welche, wie die von Otterwisch, keinerlei kontaktmetamorphe Beeinflussung aufweisen. Es kann hiernach keinem Zweifel unterliegen, daß die Verwerfung, auf welcher die Grauwacke und der Granit von Otterwisch aneinander abstoßen,

von WSW. nach ONO., also in erzgebirgischer Richtung, streicht. Über den weiteren Verlauf dieser Verwerfung nach Osten hin läßt sich keine Vermutung äußern. 12 km ostnordöstlich der Deditzhöhe bauen silurische Grauwacken den Collmberg bei Oschatz auf und erweisen sich noch weiter ostnordöstlich längs der von granitischen und gneisartigen Gesteinen aufgebauten Liebschützer Berge hochgradig kontaktmetamorph umgewandelt.

Zwischen Otterwisch und der Deditzhöhe breiten sich in vollkommen ungestörter Lagerung die großen Decken von Pyroxenquarzporphyr, Rochlitzer und Grimmaer Porphyr aus, welche dem mittleren Rotliegenden angehören. Da diese Decken keine Lagerungsstörung durch die Verwerfung von Otterwisch erfahren haben, muß die letztere also älter sein als das Mittelrotliegende. Für die genauere Altersbestimmung fehlt ein Anhalt, solange der Nachweis unterrotliegender oder carbonischer Schichten zu beiden Seiten der Verwerfung aussteht.

Als höchst wahrscheinlich darf gelten, daß der Granit von Otterwisch bei seiner Verbreitung nach Norden hin den Anlaß zur Kontaktmetamorphose jener Grauwacken gegeben hat, deren Fragmente R. Reinisch aus dem Granitporphyr von Beucha eingehend beschrieben hat und deren Bänke in Plagwitz und bei Großzschocher durch die fortschreitende Ausdehnung der Stadt Leipzig nach Westen und Südwesten hin mehr und mehr der Beobachtung entzogen werden. Wer die Grauwacke bei Großzschocher und in Leipzig-Plagwitz an der Ecke der jetzigen Elisabethallee und Antonienstraße sowie in Heine's Kanal anstehend gesehen und die während der letzten Jahrzehnte dort in ihr geschaffenen temporären Aufschlüsse verfolgt hat, für den kann es keinem Zweifel unterliegen, daß diese Grauwacke von einer Verwerfung durchsetzt wird. Nördlich von Großzschocher standen nämlich nur hornfelsartig umgewandelte sowie Flecken- und Knotengrauwacken an. Dagegen wiesen nach Osten hin die Grauwacken, welche früher an der Ecke der Elisabethallee und Antonienstraße klippenartig emporragten, jetzt aber vollständig eingeebnet sind, wohl die bekannten, an Oldhamien erinnernden, kreisrunden Druckflächen, aber keine Spur von kontaktmetamorpher Beeinflussung auf. In vollkommen unverändertem Zustande wurde das Grauwackengestein auch in der Kammgarnspinnerei von Stöhr & Co. vor 25 Jahren bis zu 62,5 m Tiefe bei einem Brunnenbau aufgeschlossen. In Heine's Kanal endlich lassen sich neben zurücktretenden, unveränderten ganz vorwiegend Flecken- und Knotengrauwacken verfolgen, während hornfelsartige Modifikationen fehlen. Aus dieser Verteilung der unveränderten und der in verschiedenem Grade der Kontaktmetamorphose verfallenen Grauwacken ergibt sich mit absoluter Sicherheit, daß durch den Grauwackenbuckel von Plagwitz—Großzschocher eine Verwerfung ver-

laufen muß. Dieselbe kann aber nicht, wie die von Otterwisch, von WSW. nach ONO. streichen, sondern muß Lausitzer (herzynische) Richtung haben, da von W. nach O. metamorphe, hochmetamorphe, unveränderte und metamorphe Grauwacken aufeinander folgen.

Die Existenz dieser Lausitzer Verwerfung von Leipzig ergibt sich nicht nur aus der Verbreitung der Grauwackenvarietäten, sondern in sehr augenfälliger Weise auch aus der Ausbreitung seismischer Wellen, welche bekanntlich durch Verwerfungsspalten stark gedämpft werden. Der Erdstoß, welcher am 17. August 1905 den Nordwesten Sachsens ziemlich kräftig erschütterte, ging nach H. Credner [1] vom Untergrunde Leipzigs aus und war nach Westen kaum in 20, nach Osten dagegen noch in 105 km Entfernung längs der Lausitzer Hauptverwerfung, ja unter besonders günstigen Verhältnissen selbst noch jenseits derselben, 170 km von Leipzig entfernt, fühlbar.

Eine ebenso auffällige Dämpfung wie der Erdstoß vom 17. August 1905 nach Westen hin, aber in gerade entgegengesetzter Richtung, also nach Osten hin, erlitt eine leichte Erderschütterung, die sich am 17. März 1910 ereignete [2]. Der Herd dieses schwachen Bebens lag im äußersten Südwesten des Leipziger Stadtgebietes. Von hier aus wurden die seismischen Wellen nach Westen und Süden weithin deutlich gefühlt, während aus Alt-Leipzig und Leipzig-Sellerhausen nur je eine Meldung über einen eben noch wahrnehmbaren Stoß einging. Demnach befand sich der Erdbebenherd in diesem Falle bereits westlich der den Grauwackenrücken durchsetzenden Verwerfungsspalte, deren Existenz und Lage also durch die Ausbreitung der seismischen Wellen genau so erwiesen wird, wie durch die Verbreitung der Grauwackenvarietäten.

Was das Alter der Lausitzer Verwerfung von Leipzig-Plagwitz anlangt, so wurden in Leipzig-Plagwitz und Leipzig-Lindenau bis nach Leutzsch hin allenthalben auf der buckeligen Oberfläche der steil aufgerichteten Grauwacken Konglomerate, Sandsteine und Letten diskordant, nämlich fast schwebend auflagernd, angetroffen. Nirgends ließ sich durch temporäre Aufschlüsse oder Bohrungen ein Sprung in dieser Auflagerung nachweisen. Wenn jene Konglomerate, Sandsteine und Letten auf Grund der Arbeiten von v. Fritsch und Beyschlag dem obersten Carbon zugerechnet werden müssen [3], so ergibt sich für die Verwerfung von Leipzig-Plagwitz mindestens obercarbonisches Alter. Eine untere Alters-

---

[1] Berichte d. K. Sächs. Ges. d. Wissensch. zu Leipzig. 59. p. 346.
[2] Berichte d. K. Sächs. Ges. d. Wissensch. zu Leipzig. 63. p. 298.
[3] Erläuterungen zu Sektion Leipzig—Markranstädt. 2. Aufl. p. 16.

grenze anzugeben, könnte möglich werden, wenn charakteristische Fossilfunde eine genaue Altersbestimmung der Grauwacke gestatten sollten, für die sich jetzt kulmisches Alter durch petrographische Ähnlichkeiten und durch die stratigraphischen Verhältnisse nur wahrscheinlich machen läßt[1]. Über die genauere Richtung und über die Länge der Verwerfung von Leipzig-Plagwitz lassen sich zurzeit keinerlei Angaben machen.

Die Auswertung der in vorstehendem dargelegten tektonischen Verhältnisse für die Geologie Mitteldeutschlands mag weitere Räume ins Auge fassenden Studien überlassen bleiben.

Leipzig, Geologische Landesuntersuchung, Dezember 1913.

Das natürliche System der Saurischia.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

Mit 1 Textfigur.

Das verzögerte Erscheinen einiger schon vor längerer Zeit zum Druck gegebener Schriften sowie neuere Publikationen und Funde von Saurischiern in der Trias veranlassen mich, hier kurz einige der in jenen im April und Juni 1913 abgeschlossenen Manuskripten niedergelegten Ergebnisse sowie auch einiges darüber Hinausgehende zusammenzufassen.

Mit Seeley halte ich die „Dinosaurier“ nicht mehr für eine natürliche Gruppe (Ordnung), sondern für zwei auf verschiedene Weise und an verschiedener Stelle aus den Pseudosuchiern entstandene Ordnungen, die Saurischia und die Ornithischia. Die Bezeichnung „Dinosaurier“ ist jedem Paläontologen so geläufig geworden, daß es zunächst unbequem erscheinen möchte, diesen Namen ganz aufzugeben, aber die „Enaliosaurier“ sind denselben Weg gegangen und so wird es auch hier möglich sein. Die Begründung wird im N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVII. 3, und in Geol. u. Pal. Abh. **13.** (17.) H. 1 zu ersehen sein.

Die Saurischia scheinen mir schon von der ersten Zeit ihrer Überlieferung an (unt. Muschelkalk) in zwei große Abteilungen zu zerfallen, welche ich als 1. Coelurosauria und 2. Pachypodosauria[2] bezeichnet habe; die zweite Gruppe spaltet sich im Lauf der Trias wiederum in zwei weit divergierende Zweige. Nach dem gegenwärtigen Stande des Wissens rechne ich zu den Coelurosauriern in der Trias zwei Familien, die Podokesauriden mit den Gattungen *Saltopus, Podokesaurus, Procompsognathus, Coelophysis* und *Tanystrophaeus*, nach E. Fraas (Die Naturwissenschaften, I. H. 45. 1913) soll auch *Halticosaurus* in diese Gruppe

[1] Erläuterungen zu Sektion Leipzig—Markranstädt. 2. Aufl. p. 3.

[2] Man kann sie als Unterordnungen klassifizieren.

gehören. Die zweite triadische Familie sind die Hallopoda mit der Gattung *Hallopus*. Die jurassischen Coeluriden (Gattungen *Coelurus*, *Aristosuchus*, *Calamospondylus*, *Thecospondylus*) und die Compsognatiden (Gattungen *Compsognathus*, *Ornitholestes*, *Ornithomimus*) sind die direkte Fortsetzung der Podokesauriden. Diese vier Familien machen die Coelurosauria aus. Es ist nicht unmöglich, daß besseres Material später eine Teilung der Podokesauriden herbeiführen wird, aber das kann erst die Zukunft lehren.

Die Pachypodosaurier habe ich in Anlehnung an H. v. Meyer's „Pachypoden" so benannt; der letztere Name ist deshalb nicht zu benützen, weil gleich bei der ersten Definition auch *Iguanodon* als einer der typischen Vertreter außer *Megalosaurus* genannt wird. Die Fortsetzung des triassischen Formenkreises, die jurassischen und kretacischen Pachypodosaurier sind die unter sich recht verschiedenen Sauropoden und Megalosauriden; sie sind so verschieden, daß man früher an gar keinen näheren Zusammenhang glaubte, erst 1908 konnte der Schreiber ds. darauf hinweisen. Die Charaktere dieser beiden Gruppen sind in die Trias rückwärts zu verfolgen und mischen sich so sehr, daß sie fast in eins verschmelzen. Ich konnte 1908 die enge Verwandtschaft triadischer Formen mit den Megalosauriden einerseits und mit den Sauropoden andererseits zeigen. Im einzelnen aber war damals noch weniger klar zu sehen, als es heute z. T. schon möglich ist. Es hatten mir damals nur fragmentäre Skelette vorgelegen, daher konnte ich z. B. die Präsacralwirbelzahl nicht direkt feststellen, sondern war auf Vergleichung von lückenhaften Wirbelserien nicht nur verschiedener Arten, sondern verschiedener Gattungen angewiesen, um durch Kombination auf die Zahl zu kommen. Die neuen Funde ganzer Skelette in der Trias von Halberstadt und von Trossingen, die Prof. Jaekel und Prof. Fraas gemacht haben [1], zeigen, daß Hals und Rücken in Wirklichkeit je 2 Wirbel weniger besaßen als ich angenommen hatte. Ein großer Mangel machte sich zur Zeit meiner 1908 abgeschlossenen Bearbeitung am Material auch darin geltend, daß von den wenigsten durch Skelette repräsentierten Arten Schädel und Bezahnung oder auch nur die letztere bekannt war. Auf Grund der prachtvollen neuen Funde in Halberstadt konnte Prof. Jaekel feststellen, daß alle von ihm gefundenen *Plateosaurus*-Skelette unter sich ähnliche Bezahnung besitzen, nämlich spatelförmige, relativ kleine Zähne mit Spitzkerbung, bei einigen anderen, z. B. *Plateosaurus poligniensis* hatte ich dasselbe konstatiert. Ein neuer von mir gemachter Fund im Stubensandstein (mittl. Keuper) von Trossingen

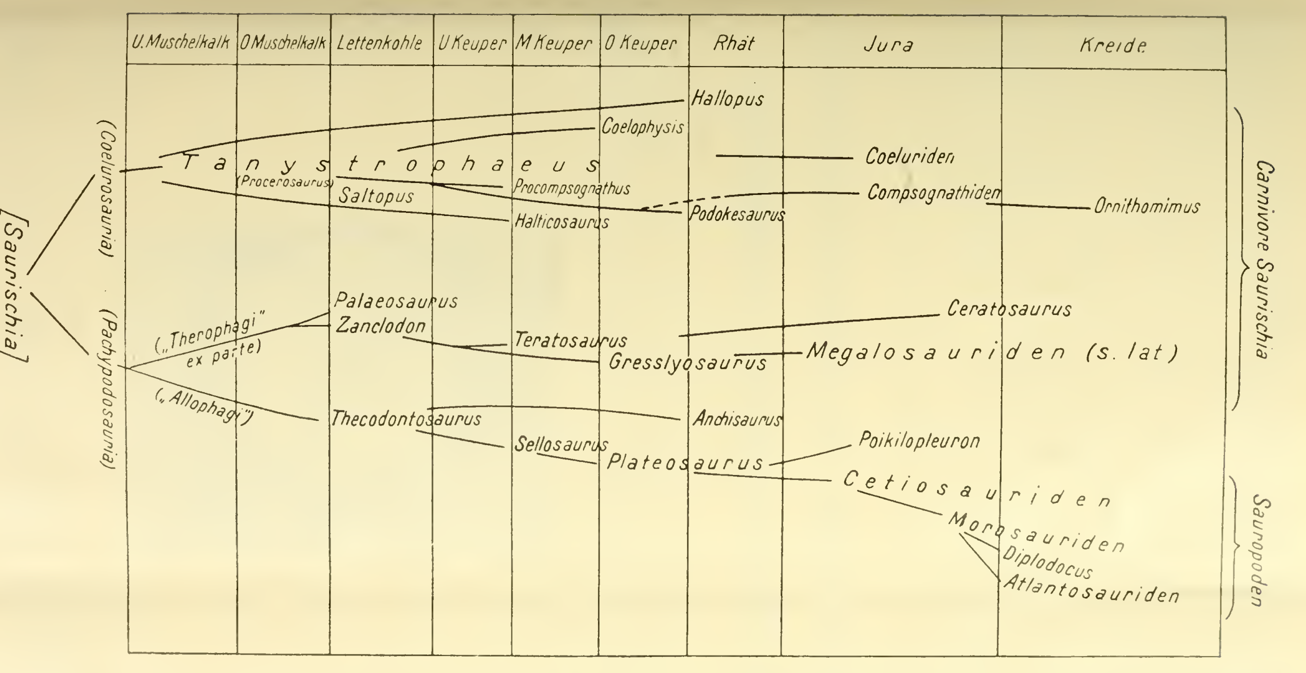
[1] Jaekel, Über die Wirbeltierfunde in der oberen Trias von Halberstadt. Paläont. Zeitschr. I. Juni 1913 und Jan. 1914. p. 155—215. — Fraas, Die neuesten Dinosaurierfunde in der schwäbischen Trias. „Die Naturwissenschaften". I. H. 45. 1913. p. 1097—1100.

hat einen Schädel und einen Teil des dazugehörigen Skelettes eines *Sellosaurus* zu Tage gefördert (den ich mit verschiedenen anderen demnächst beschreiben werde). Die Bezahnung ist sehr ähnlich der von *Plateosaurus*. Ich nehme jetzt an, daß *Sellosaurus* ein Vorläufer von *Plateosaurus* war. (Die Spezies dieses *Sellosaurus* ist als *Hermannianus* H. zu bezeichnen, denn die Bezahnung stimmt völlig mit jener Maxilla überein, die ich 1907/08 *Thecodontosaurus Hermannianus* genannt hatte, jene ist also auch *Sellosaurus*.) Die prinzipiell gleiche Bezahnung besitzt auch *Thecodontosaurus antiquus*, der als mehr oder weniger direkter Vorläufer dieser Gruppe zu betrachten ist. Ähnliche Bezahnung besitzt auch *Anchisaurus colurus*. Diese Formen mit spatelförmigen Zähnen und relativ kleinem Schädel sind als der Ausgangspunkt der Sauropoden, speziell der Cetiosauriden (besonders zu beachten ist der kleine *Elosaurus* und ein paar andere kleine Sauropoden) zu betrachten. Jaekel bezeichnet sie biologisch als „Allophagi" (l. c.), die sich von Kleintieren und Früchten (!) nährten; ich möchte eher mit Versluys annehmen, daß sie Fische und event. Kleintiere fraßen, weil es „Früchte" damals gar nicht gab.

Im Gegensatz zu dieser Gruppe steht die andere mit sichelförmig rückwärts gekrümmten, komprimierten und zugeschärften Zähnen (mit oder ohne feiner Pallisadenkerbung), der Schädel dieser Formen ist relativ größer. Es sind Raubtiere, deren Nachkommen die Megalosauriden sind. Hierher gehören folgende triadische Formen: *Palaeosaurus cylindrodon*, *Palaeosaurus* (?) *subcylindrodon*, *Epicampodon indicus*, *Agrosaurus Mac Gillivrayi*, *Zanclodon laevis* und *crenatus*, *Teratosaurus suevicus*, *trossingensis* und *Lloydi*, „*Megalosaurus*" *cloacinus* und *obtusus*, *Gresslyosaurus ingens*. Von den anderen Arten sind mir Zähne nicht bekannt. Es wird auffallen, daß ich hier bei einigen Arten wieder die von mir bisher verlassenen von den ersten oder älteren Autoren gebrauchten Gattungsnamen angewendet habe. Wenn auch die Unterschiede der Skelettknochen von z. B. *Thecodontosaurus antiquus* und *Palaeosaurus cylindrodon* nicht sehr groß sind, so muß nach der neuen Erkenntnis doch die Gattung getrennt gehalten werden, ebenso bei den anderen, die ich zu *Thecodontosaurus* etc. gezogen hatte. Glaubte ich bisher, die Zanclodontiden zum Ausgangspunkt der Sellosauriden und der Plateosauriden inkl. *Teratosaurus* und *Gresslyosaurus* machen zu sollen, so denke ich jetzt an enge Zusammenhänge von *Palaeosaurus*, *Zanclodon*, *Teratosaurus*, *Gresslyosaurus*.

Nach kurzer Zeit wird man auch über die anderen Gattungen und Arten klarer sehen können.

Ammosaurus major halte ich jetzt für den Vertreter einer eigenen Familie, der Ammosauriden, ebenso *Massospondylus carinatus* und *Harriesi* mit *Aetonyx palustris* bilden die Familie der Massospondyliden.



NB. In der Trias sind bei den Coelurosauriern alle, bei den Pachypodosauriern aber nur diejenigen Genera angeführt, deren Placierung heute als sicher gelten kann, viele andere sind fortzulassen; sie sind vom unteren Muschelkalk an nachgewiesen. In Jura und Kreide sind die Zusammenhänge nur angedeutet.

Die Gründe für die Aufrechterhaltung meiner Annahme des digitigraden und nicht plantigraden Ganges der triassischen Saurischier trotz allem, was in letzter Zeit darüber geschrieben wurde und trotz der bei vielen Funden konstatierten Fußlage sind in meinem Aufsatz über die Geschichte der Archosaurier auseinandergesetzt.

Im Augenblick erscheinen mir die Saurischia in dem Bilde, das ich auf p. 157 darzustellen gesucht habe, entsprechend der jetzigen Materialkenntnis. Nach und nach wird das übrige sich einfügen, was man schon kennt und Neues wird hinzukommen. Jedes neue Material verlangt naturgemäß eine Revision der bisherigen Auffassung in ergänzendem und event. korrigierendem Sinne.

Tübingen, den 6. Februar 1914.

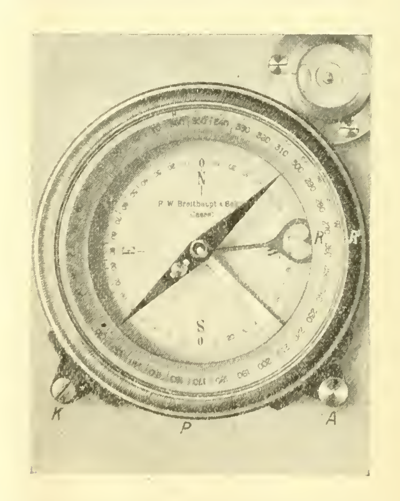
Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Ein neuer Geologen-Kompaß mit Deklinationskorrektur.

(Preis: 57 Mk.)

Mit 1 Abbildung.

In der Zeitschrift für praktische Geologie ist das Erscheinen eines neuen Geologen-Kompasses angezeigt worden, welcher auch die Leser des Centralblattes interessieren dürfte. Er ist von dem



Schweizer Geologen Arnold Heim konstruiert und von der Firma F. W. Breithaupt & Sohn in Cassel ausgeführt worden.

Der Kompaß besitzt einen äußeren verstellbaren Skalenring analog den Aneroid-Höhenmessern. Dieser Drehring wird ent-

sprechend der an irgend einem Orte herrschenden Deklination eingestellt. Die Ablesung kann dann auf der arretierten oberen Skala erfolgen, wodurch die Ortsdeklination ohne weiteres eliminiert wird.

Auch die Inklination läßt sich durch Verschiebung eines Gewichtchens auf der Südnadel des Kompasses korrigieren.

Die auf der Grundplatte aufgeschraubte Dosen-Libelle soll das rasche Ablesen des Streichens bei schwach geneigten Schichten erleichtern; man kann diese Einrichtung aber, weil sie den Preis des Instrumentes verteuert, für entbehrlich halten.

Die Vertauschung von Ost und West und die Einfügung des internationalen E für Ost sind als Vorzüge des Instrumentes zu bezeichnen.

Für genauere Messungen kann ein Diopter an dem neuen Kompaß eigens bestellt werden. R. Lachmann.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung zur Jahresfeier am 11. November unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton, F. R. S.

A. Hutchinson und A. M. Mac Gregor: Ein kristallinisches basisches Kupferphosphat von Rhodesia. Das Mineral findet sich in den Bwana M'Kubwa-Kupfergruben als eine Kruste kleiner, glänzender, dunkelblauer Kristalle, mit Malachit. Achsenverhältnis: a : b : c = 0,394 : 1 : 1,01. Einfache Formen: (110), (011). H. = 4—5. G. = 4,1. Die chemische Zusammensetzung wurde mit einer kleinen Menge sorgfältig ausgesuchten Materials bestimmt; die Analyse führte sehr nahe zu der Formel: $2 Cu_3 (PO_4)_2 . 7 Cu(OH)_2$. Bei einer Erhitzung auf 190° geht kein Wasser weg. Obgleich das Mineral eine Zusammensetzung hat sehr ähnlich der einiger Mineralien der Pseudomalachitgruppe, unterscheidet es sich doch wesentlich in seinen physikalischen Eigenschaften vom Dihydrit, dem einzigen wohldefinierten kristallisierten Glied dieser Familie, und ist wahrscheinlich eine neue Spezies.

Dr. G. T. Prior: Über den Meteorstein von Wittekrantz in Südafrika. Der Stein, der am 9. Dezember 1880 bei der Farm Wittekrantz, Beaufort West, Kapkolonie, gefunden wurde, ist schwach chondritisch und besteht aus dem gewöhnlichen Aggregat von Olivin und Bronzit mit Teilchen von Nickeleisen und Troilit. Die chemische und mineralogische Zusammensetzung ist sehr ähnlich der des früher beschriebenen Meteorsteines von Baroti.

Dr. G. T. Prior: Über die merkwürdige Übereinstimmung der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung bei den chondritischen Meteoriten. Die nahe Übereinstimmung, die die meisten chondritischen Meteorsteine zeigen, ist ja allgemein bekannt, sie ist jedoch bis zu einem gewissen Grad verdunkelt und verwischt worden durch die ungebührlich vermehrten Unterabteilungen bei der Klassifikation. Eine Revision der mineralogischen Zusammensetzung von 42 chondritischen Steinen und eine kritische Betrachtung der Analysen, die von anderen veröffentlicht worden sind, führten zu dem Schluß, daß fast alle bisher bekannten, abgesehen von einigen Unterschieden in der Menge des Nickeleisens, in chemischer und mineralogischer Beziehung praktisch identisch sind, wobei sich die Identität sogar auf die chemische Zusammensetzung der einzelnen Mineralbestandteile bezieht. Sie kommen dem folgenden Typus, mit beigefügter prozentischer Zusammensetzung der einzelnen Mineralkomponenten, nahe: Nickeleisen (Fe : Ni = 10) 9; Troilit 6; Olivin (Mg : Fe = 3) 44; Bronzit (Mg : Fe = 4) 30; Feldspat 10; Chromit etc. 1.

Arthur Russell: Bemerkungen über die Mineralien, die in der Umgegend von Meldon bei Okehampton in Devonshire vorkommen. Die wichtigsten Spezies sind: Datolith in bisweilen $2\frac{1}{2}$ cm langen Kristallen, meergrün und nahezu durchsichtig, polysynthetisch entwickelt und parallel der Basis (001) spaltbar; Apophyllit in drei Typen, würfelförmig, tafelig und pyramidal; Magnetkies als dünne sechsseitige Tafeln; Turmalin in schwarzen, braunen, grünen, blauen und rosenroten Kristallen, zuweilen mit Zonenbau; Granat in farblosen Kubododekaedern und Trapezoedern, zuweilen Nädelchen und Härchen von Wollastonit einschließend; Wollastonit reichlich als reine weiße, faserige Aggregate.

J. B. Scrivenor: Über einen Kalkeisengranat von China. Er ist dadurch merkwürdig und ungewöhnlich, daß er sich schon vor dem Erhitzen leicht in Salzsäure löst.

Berichtigung.

Auf p. 97 dies. Centralbl. 1914, Heft 4, ist zu streichen: „als Nachfolger Branca's“.

Personalia.

Gestorben: Dr. **Th. Tschernyschew**, Direktor des Comité géologique in St. Petersburg am 14. Januar 1914.

Ernannt: Dr. **H. v. Staff**, Privatdozent in Berlin, zum Kais. Geologen für Deutsch-Südwestafrika unter gleichzeitiger Verleihung des Professor-Titels.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. März 1914 No. 6

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über einige mitteldevonische Bellerophon-Arten.

Von **Fritz Frech.**

Mit 7 (bezw. 22) Textfiguren.

Die Veranlassung zur genaueren Untersuchung einiger viel genannter, aber wenig bekannter Gastropoden des deutschen Mitteldevon lag in der Zusendung einer Sammlung ähnlicher Formen

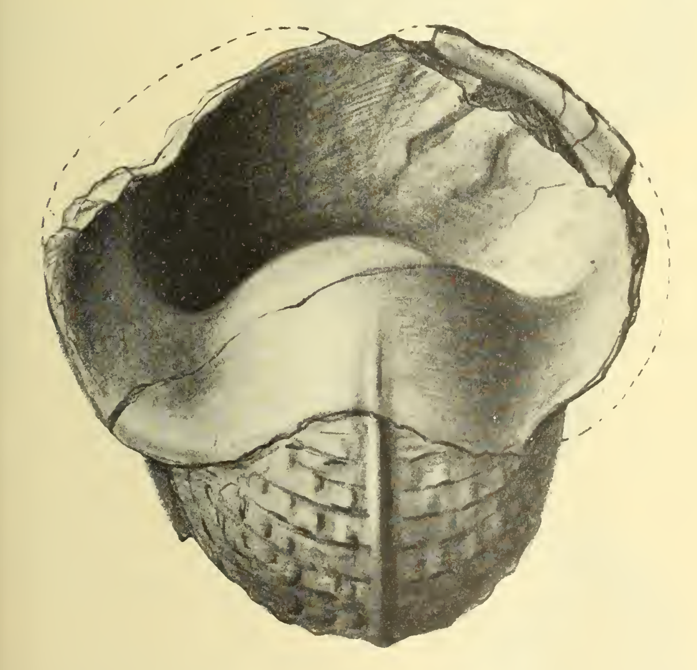


Fig. 1 a. *Bellerophon striatus* Fér.
Oberer Stringocephalenkalk. Berg.-Gladbach. „Paffrath." Museum Breslau.
Das größte mir bekannt gewordene Exemplar. $\frac{1}{1}$.

aus Südchina (Hunan), die ich Herrn Prof. Dr. Drevermann verdanke. Bei dem Versuch, das Alter der diese Reste umschließenden schwarzen Kalke zu bestimmen, ergab sich die Notwendigkeit einer genaueren Untersuchung der Arten, und daran schloß ich die weitere Feststellung, daß gerade diese Reste zu den am wenigsten

bekannten der deutschen fossilen Tierwelt gehören. Die Holzapfel'sche Beschreibung der Fauna des *Maeneceras terebratum* im rechtsrheinischen Devon läßt infolge dieser räumlichen Begrenzung gerade die häufigsten Formen der Eifel außer Betracht.

Eine vor Jahren von E. Koken geplante Monographie devonischer Gastropoden ist nicht über die Anfänge hinausgekommen. Doch bieten gerade die Bemerkungen in den Studien über die Entwicklung der Gastropoden [1] und seine auf den Etiketten des Berliner Museums niedergelegten Beobachtungen überaus wertvolle Anhalts-

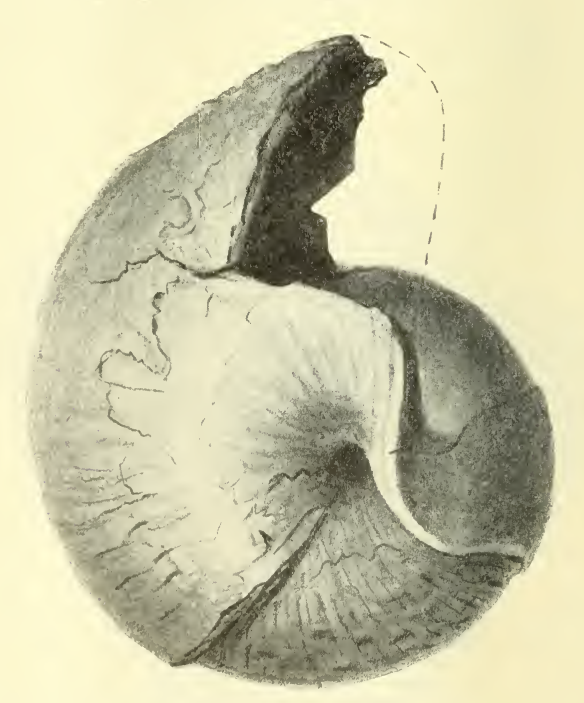


Fig. 1b. Das auf Fig. 1a dargestellte Exemplar von der Seite.

punkte, die im folgenden mit „Koken mscr." bezeichnet worden sind. Meine eigenen — nun auch Jahrzehnte zurückliegenden — Beobachtungen in der Eifel geben die notwendigen Anhaltspunkte für die genaue Altersbestimmung.

Da die Beobachtungen über die deutschen Gastropoden unter dem Titel „ein neues Vorkommen des Stringocephalenkalkes in Südchina (Hunan)" verschwinden würden, gebe ich die Beobach-

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VI. p. 375 ff.; besonders bemerkenswert ist der eigenartige *Oxydiscus imitator* Koken (l. c. p. 391. Taf. 13 Fig. 4) aus dem Mitteldevon der Eifel.

tungen über *Bellerophon* zuerst unter obigem Titel und lasse alsdann die Angaben über das neue, eine wichtige Ergänzung unserer Kenntnisse bildende Mitteldevongebiet von Hunan folgen.

Die vollständigste Beschreibung der im deutschen höheren Devon vorkommenden Arten der Gattung *Bellerophon* haben bisher die Gebrüder Sandberger in ihrer Monographie „Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau" gegeben, nachdem vorher d'Archiac und Verneuil einige Arten gut abgebildet hatten. Von den durch Sandberger beschriebenen 7 Arten wird *Bellerophon tumidus* zur Untergattung *Bucaniella*, *Bellerophon macrostoma* C. F. Roemer zur Gattung *Patellostium* Waagen gerechnet.



Fig. 1c. *Bellerophon striatus* Fér. et d'Orb. Medianschnitt. Ob. Mitteldevon. Richthofenweg, Hunan. 1/1.

Sieht man von diesen abseits stehenden Formen des rheinischen Unterdevon ab, so verteilen sich die übrigen von Sandberger beschriebenen Arten von *Bellerophon* im engeren Sinne auf drei Gruppen, von denen die des *B. tuberculatus* durch gekörnte Oberfläche, die des *B. lineatus* durch den Besitz von Anwachsstreifen, die dritte, dünnschalige des *B.* (*Bucania*) *latofasciatus* durch das Vorkommen von Spiralskulptur und Anwachsstreifen gekennzeichnet ist. Diese letztere findet sich vornehmlich in tonigen, im Oberdevon auch in mergelig-kalkigen Schichten. In der kalkigen Fazies des Mittel- und Oberdevon sind nur die meist recht dickschaligen Formen aus den Gruppen des *B. tuberculatus* und *B. lineatus* vorhanden.

Von den in dem Sandberger'schen Werke abgebildeten Arten gehören

zur Gruppe des *B. tuberculatus:*
- *B. tuberculatus* Ferussac bei d'Orbigny von Villmar, Paffrath, Gerolstein, Taf. 22 Fig. 9;

zur Gruppe des *B. lineatus:*
- *B. lineatus* Goldf. von Villmar, Paffrath, Taf. 22 Fig. 5;
- *B. compressus* Sandb. von Wissenbach, Taf. 22 Fig. 6;

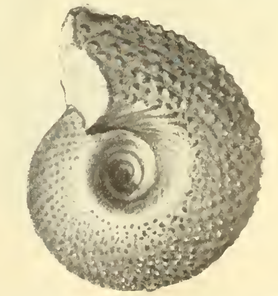


Fig. 2. *Bellerophon tuberculatus* Fér. Mitteldevon. Gerolstein. Museum Breslau. 3/2.

zur Gruppe des *B.* (*Bucania*) *latofasciatus:*
- *B. latofasciatus* Sandb. von Wissenbach, Taf. 22 Fig. 4;
- *B. decussatus* Fleming von Villmar, Paffrath, Taf. 22 Fig. 7.

Da, wie erwähnt, die ziemlich im argen liegende Kenntnis der deutschen Arten den Ausgangspunkt für die Bestimmung der geologisch wichtigen ostasiatischen Bellerophonten bildet, gebe ich zunächst eine kurze, von Abbildungen begleitete Übersicht der ersteren:

Gruppe des *Bellerophon tuberculatus*.

Mit gekörnter Oberfläche (und Anwachsstreifen).

1. *B. striatus* DE FÉR. et D'ORB., Monogr. des Cephal. Taf. VII Fig. 6, 7 (non SOW., Silurian System; non BRONN, Leth. geogn.). D'ARCHIAC et DE VERNEUIL, Description of the Fossils in the older Deposits of the Rhenish Provinces. p. 353. Taf. 7 Fig. 6, 7.

   Oberfläche grobkörnig, mit Anwachsstreifen. Nabel eng, im Alter durch hervortretenden Callus verdeckt, aber nicht geschlossen.

   Umgänge halbkugelförmig gewölbt.

   Sehr dickschalige Riesenform. Abb. p. 161—163.

   Ob. Stringocephalenkalk. Paffrath, Schwelm, Hunan.

2. *B. tuberculatus* DE FÉR. et D'ORB., l. c. Taf. 8 Fig. 7—10. D'ARCHIAC et DE VERNEUIL, l. c. p. 353. Taf. 28.

   Oberfläche feinkörnig mit undeutlichen Anwachsstreifen. Nabel offenbleibend.

   Umgänge halbkugelförmig gewölbt.

   Klein. Abb. p. 163.

   Unt. Stringocephalenkalk der Eifel (auch Refrath). Wahrscheinlich auch unt. Mitteldevon der Eifel[1].

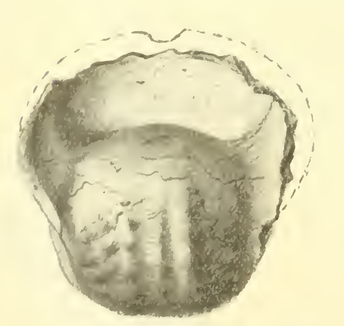




Fig. 3a. *Bellerophon memoria Kokeni* FRECH.
Ob. Stringocephalenkalk. „Paffrath." Museum Berlin. $\frac{1}{1}$.

[1] Wahrscheinlich gehören hierher die meisten nicht näher bestimmbaren Exemplare des älteren Eifler Mitteldevon, deren genauere Bestimmung wegen Verwischung der Oberflächenskulptur nicht möglich ist.

3. *B. memoria Kokeni* Frech.

Oberfläche grobkörnig mit Anwachsstreifen. Nabel weit (wie bei *B. striatus*).

Umgänge niedrig, Außen- und Innenseite annähernd parallel, Gehäuse mittelgroß, dickschalig.

Ob. Stringocephalenkalk. Paffrath, Hunan.

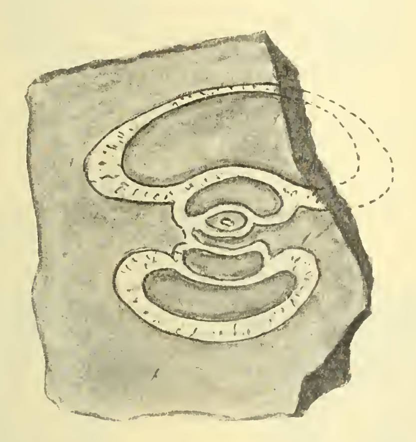


Fig. 3b. *Bellerophon memoria Kokeni* Frech. Medianschnitt. Ob. Stringocephalenkalk. Richthofenweg, Hunan. $\frac{1}{1}$.

Gruppe des *Bellerophon lineatus*.

Nur mit Anwachsstreifen (die z. T. rippenartig verdickt sind).







Fig. 4. *Bellerophon lineatus* Sandb.
Ob. Stringocephalenkalk. Berg.-Gladbach. („Paffrath".)
Berliner Museum für Naturkunde. $\frac{1}{1}$.

4. *B. lineatus* Sandb. (Sandb. Verst. d. Dev.-Schichtensystems in Nassau. p. 179. Taf. XXII. Fig. 5 a—h) = *striatus* Bronn non Férussac et d'Orb.

Umgänge halbkugelförmig gewölbt, Nabel eng, Callus schwach entwickelt.

Schlitzband nicht hervortretend.

Ob. Stringocephalenkalk. „Paffrath", Frettertal; Soetenich, Eifel.





Fig. 5. *Bellerophon lineatus* Sandb. var. *callosa* Frech.
Unt. Stringocephalenkalk. Gerolstein. Coll. Frech. 1/1.

5. *B. lineatus* Sandb. var. *callosa* Frech.

Umgänge unregelmäßig, Nabel durch stark entwickelten Callus fast geschlossen.

Schlitzband an der Mündung kammartig hervortretend.

Unt. Stringocephalenkalk. Eifel.

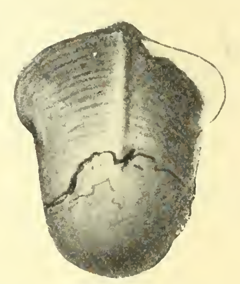



Fig. 6. *Bellerophon undulatus* (Goldf. mscr.) Frech.
Mitteldevon, Eifel. Museum Breslau. 1/1.

6. *B. undulatus* (Goldf. mscr.) Frech [1].

Gehäuse elliptisch verlängert (nicht kugelig).

Anwachsstreifen regelmäßig und ziemlich breit.

Schlitzband kaum hervortretend.

Nabel weit offen, innere Umgänge sichtbar.

Mitteldevon (wahrscheinlich nur *Calceola*-Schichten). Eifel.

7. *B. rudicostatus* Koken mscr.

Gehäuse wenig verlängert, Mündung etwas erweitert. Nabel durch dicken Callus vollkommen geschlossen.

Anwachsstreifen auf der Außenseite der Schale kräftig (Steinkern glatt).

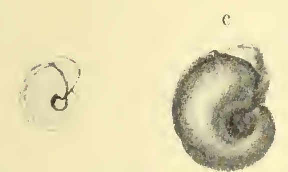
[1] Mit Unrecht haben d'Archiac und de Verneuil (Descr. Foss. old. Dep. Renish Prov. p. 353) diesen Manuskriptsnamen von Goldfuss auf ihren *B. striatus* bezogen. Das ebenfalls von Goldfuss bestimmte und etikettierte Originalexemplar des Berliner Museums für Naturkunde ist eine Art mit ungekörnter Oberfläche und weit offenem Nabel, der allerdings erst durch die Präparation freigelegt wurde.



Steinkern mit Kalkschale in der Nabelgegend. $\frac{1}{1}$.



Schalenexemplar in $\frac{2}{1}$ und $\frac{1}{1}$. a_1—b_2 Gerolstein. Mus. Breslau.



c Kerpen (Eifel). Museum Berlin. In $\frac{2}{1}$ und $\frac{1}{1}$. Reiner Steinkern (ohne Spur von Schale).

Fig. 7. *Bellerophon rudicostatus* Koken mscr. Mittl. Mitteldevon.

Schlitzband auf dem halben letzten Umgang als scharfer Kamm hervortretend. Meist kleine Exemplare.

Mittl. Mitteldevon. Kerpen (Eifel) und Gerolstein.

Zur Bestimmung der im schwarzen Kalk von Hunan vorkommenden *Bellerophon*-Arten.

Zur genaueren Feststellung des Alters der in den schwarzen Kalken des Richthofenweges am Tschöling-Paß (Hunan) vorkommenden, von Herrn diplom. Bergingenieur Oehmichen (z. Zt. in Frankfurt a. M.) gesammelten Bellerophonten war die vorstehende Auseinandersetzung über die Artbestimmung der deutschen *Bellerophon*-

Arten notwendig. Die Wichtigkeit der Gattung *Bellerophon* erhellt daraus, daß etwa zwei Dutzend verschiedene Handstücke vom Richthofenwege, 15 li südwestlich von Cen-chow, 30 li östlich von Lin Wu, 20 li nördlich von I-chang und Ho-kiang vorliegen, die sämtlich Durchschnitte von *Bellerophon* enthalten. Alle Stücke zeigen die kräftig und gleichmäßig gewölbten Umgänge, die dicke Schale, die sehr bedeutende, alle anderen Arten überragende Größe und den kräftig entwickelten Callus von *B. striatus* de Fer. Nur zwei nicht ganz sicher bestimmbare Exemplare — von Lin Wu und Ho-kiang — könnten auch auf kleinere Arten — wie *B. lineatus* — bezogen werden; außerdem liegt ein Stück von *B. memoria Kokeni* vom Richthofenwege vor, das als solches gut bestimmbar ist.

Die Artbestimmung als *B. striatus* dürfte angesichts der großen Menge von verschiedenen Durchschnitten keinem Zweifel unterliegen, und schon damit würde auch das Alter dieser Kalke als oberer Stringocephalenkalk festgelegt sein.

Entsprechend dem häufigen Vorkommen großer Bellerophonten würde man die schwarzen Kalke des oberen Mitteldevon als Bellerophon-Kalke bezeichnen können, wenn dieser Name nicht schon zweimal (für die obersten Schichten des Mitteldevon der Hillesheimer Mulde und den bekannteren dyadischen Kalk der Südalpen) vergeben wäre.

In stammesgeschichtlicher Hinsicht bieten die devonischen Bellerophonten kein besonderes Interesse dar. Formen aus der Gruppe des *B. lineatus* sind schon aus dem Unterdevon der karnischen Alpen beschrieben worden (*B. Hintzei* Frech, *B. telescopus* Frech).

Neuartig scheinen allerdings die stärker skulpturierten mitteldevonischen Gruppen des *B. tuberculatus* und *latofasciatus* zu sein. Auch im Carbon tritt eine solche, durch stark ausgeprägte Spiralskulptur gekennzeichnete neue Formenreihe *Euphemus* hinzu. Aber abgesehen hiervon bewegt sich im Carbon und sogar noch in der Dyas die Formenentwicklung von *Bellerophon* im engeren Sinne innerhalb der schon bekannten Variationsbreite. Man könnte höchstens sagen, daß eine so große und massige Art, wie *B. striatus*, weder vorher noch nachher bekannt ist. Immerhin ist die Oberkante des ganzen Palaeozoicum sowohl in den Südalpen wie in Nordwest-Indien durch Massenentwicklung von Bellerophonten ausgezeichnet, wobei die indischen Arten durch stattliche Größe bemerkenswert sind. Erst an der Basis der Trias stellt der letzte bekannte *Bellerophon* (*B. vaceki*) eine verkümmerte Kleinform dar. Im ganzen ist also die Gattung *Bellerophon* vom Devon bis zur Dyas durch diffuse Formenentwicklung innerhalb einer gegebenen Variationsbreite gekennzeichnet.

Von viel größerem Interesse ist das Auftreten der Gattung *Bellerophon* in tiergeographischer und stratigraphischer Hinsicht.

Die Bedeutung des neuen Vorkommens großer, mitteldevonischer, europäischer Gastropoden im fernen Osten ist wesentlich tiergeographischer Art. Wenn wenig bewegliche, dickschalige Gastropoden sich über Entfernungen von Tausenden von Kilometern ausdehnen, so müssen sowohl die Temperatur- wie die Strömungsverhältnisse des damaligen Ozeans einer solchen weltweiten Verbreitung sehr günstig gewesen sein. Daß Korallen, Brachiopoden, sowie die Crinoidengattung *Cupressocrinus* diese enorme Verbreitung besitzen, war schon durch meine früheren Untersuchungen des chinesischen Mitteldevon festgestellt. Die großen, dickschaligen Bellerophonten, Pleurotomarien und *Macrocheilus*-Arten[1], deren Bewegungsfähigkeit im erwachsenen Zustande sehr begrenzt war, können ebenfalls nur im embryonalen Zustand unter dem Einflusse günstiger Meeresströmungen diese enorme geographische Verbreitung erreicht haben.

Zur Morphologie der Austernschale.

Von **Otto M. Reis.**

Die Studie von E. Jaworski: Ein Beitrag zur Stammesgeschichte der Austern (Zeitschr. für induktive Abstammungslehre. 1913. **9.** Heft 3) veranlaßt mich, aus einer dem Abschluß nahe stehenden größeren Abhandlung über die Morphologie der Monomyarierschale einiges herauszugreifen.

Jaworski beschreibt eine *Crassostrea Steinmanni* Jaw. aus dem südamerikanischen Jura (mittlerer Dogger), welche als besondere, phylogenetisch hohe Merkwürdigkeit die Ansatznarbe eines zweiten, vorderen Muskeleindrucks trägt und zwar unterhalb des Wirbels, jedoch unmittelbar außerhalb des Bereichs des vorderen Ligamentfeldes. Bei einer Braunjura-Auster ist dies Vorkommen verständlich und der Nachweis ist entwicklungsgeschichtlich sehr wertvoll.

Neben diesem Muskel findet sich eine viel kleinere „Grube von nicht näher bekannter Bedeutung“, welche Jaworski als „vielleicht“ auch zum Ansatz des Fußmuskels dienend bezeichnet, während er andere, mehr seitlich gelegene bestimmt als Fußmuskeleindrücke bezeichnet.

Einen Muskeleindruck wie den oben bezeichneten konnte ich schon 1903 (Über Lithiotiden, Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. **17.** H. 6. p. 44, 13) bei *Exogyra aquila* erwähnen; es handelt sich hier bei den verschiedensten Exemplaren um eine durch alle Schalenschichten hindurchsetzende „Muskelbahn“. Ich glaubte da-

[1] Siehe die Mitteilung in der nächsten Nummer.

mals, die lebenden Ostreen hätten keinen sogen. Fußmuskel. White hat aber 1883 in seiner auch von Jaworski angeführten Review of the foss. Ostreidae etc. (U. S. geol. Surv. 1883. Taf. LXXIII) den Fußmuskel an einem Präparat der lebenden amerikanischen Auster dargestellt; ebenso ist dieser Muskeleindruck an der Schalenfläche l. c. Taf. LXXXI ersichtlich. — Ich habe unterdessen diesen echten Fußmuskeleindruck, zu dem auch der von Jaworski angeführte Eindruck (E.) gehört, bei sehr vielen fossilen Ostreiden auffinden können.

Dieser Eindruck steht nun in den meisten Fällen in Beziehung zu einer eigentümlichen, schmalen und niedrigen Leistenerhebung, welche, wenn sie am vollständigsten ausgebildet ist, ungefähr konform mit dem Vorderrand der Schale nach der Analregion verläuft und dort endet; sie entspricht im Verlauf und in der Form völlig der Anheftelinie der Branchiallappen an den Mantellappen; ich habe sie daher das Branchialfältchen genannt. Jaworski beobachtete diesen Wulst[1] auch bei *Crassostrea Steinmanni*; er steht auch hier mit dem wahren Fußmuskel in enger Beziehung, so daß — der Anordnung der weichen Organe entsprechend — der Fußmuskel in linearer Fortsetzung der Branchialfalte dorsalwärts von ihr liegt.

Nach dieser Orientierung scheint es mir ganz ausgeschlossen, daß die kleinen Grübchen, welche Jaworski weiter am Schalenrand und weiter ventralwärts als „Fußmuskeleindrücke" beschreibt, wirklich als solche zu bezeichnen sind.

Sie entsprechen auch der von mir eingehend studierten „Schalenrandkerbung", welche sich bei Austern sehr häufig als eine den Verlust des (kommissuralen) Schlosses außerhalb der Kommissur ersetzende Schloßzahnverbindung der beiden Klappen zunächst dem Kommissurrande vorne und hinten erhalten und für sich entwickelt hat. Mit Fußmuskeln, wie sie z. B. *Meleagrina* hat, haben diese Narben meiner Ansicht nach nicht das mindeste zu tun.

[1] „Wulst von nicht näher bekannter Bedeutung (p. 215), der besonders in der angewachsenen Klappe hervortritt und zweifelsohne auch zum Ansatz oder Stütze irgend welcher Muskeln oder Organe (Fuß?) gedient hat" (p. 198).

Über Daubrées Experiment und die Kapillarität in Beziehung auf gewisse geologische Probleme.

Von **John Johnston** und **H. Adams** in Washington.

Mit 3 Textfiguren.

Diejenigen, die das meteorische Wasser als einen wichtigen Faktor bei der Entstehung der vulkanischen Erscheinungen einschätzen, stoßen stets auf die Schwierigkeit, einen Weg zu finden. auf dem das Oberflächenwasser die tief liegenden hoch erhitzten Regionen erreichen kann. Dieser Schwierigkeit glaubt man durch den Hinweis auf einen von DAUBRÉE angestellten Versuch über den Durchgang von Wasser durch einen porösen Sandstein entgegen einem größeren Gegendruck abzuhelfen. Daß dieses Experiment die Frage noch nicht entscheidet, ist mehr als einmal gezeigt, aber, wie es scheint, von denen nicht so beachtet worden, die darin einen Beweis für die Möglichkeit des Hinzudringens von Oberflächenwasser zum Magma sehen wollen. Im folgenden sollen dieser Versuch und die Kapillaritätsgesetze (für die er ein Beispiel ist) besprochen werden. Wir wollen auf die Begrenzungen hinweisen, die beachtet werden müssen, wenn man die Kapillaritätswirkung als wichtigen Faktor zur Erzeugung geologischer Erscheinungen wie des Vulkanismus heranziehen will.

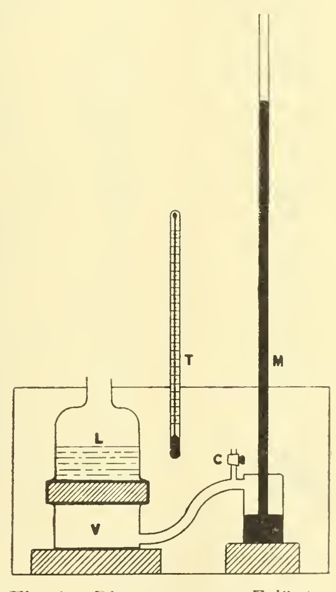


Fig. 1. Diagramm zur Erläuterung des Apparates von DAUBRÉE.

DAUBRÉE's Experiment. In diesem Versuch, der im Jahre 1861 angestellt wurde, fand DAUBRÉE, daß das Wasser durch eine 2 cm starke Sandsteinplatte hindurchging trotz überschüssigen Gegendrucks. Sein Apparat[1] ist in Fig. 1 schematisch dargestellt. Eine Platte von Straßburger Sandstein wurde zwischen 2 Kammern eingeklemmt. deren obere (L), nach außen offene, mit Wasser gefüllt war. während die untere (V) gasdicht mit einem Hahn (C) und Manometer (M) in Verbindung stand. Das Ganze war auf Kohlenblöcke gestellt und umgeben von einem lose verschlossenen Metallkasten. der von unten erhitzt wurde. DAUBRÉE ließ die Temperatur im Innern des Kastens (gemessen durch das Thermometer T) für einige

[1] cf. DAUBRÉE, Géologie Expérimentale. Paris 1879. p. 238.

Zeit auf 160° anhalten, während der Hahn C geöffnet blieb. Nach Schließen des Hahnes stieg die Quecksilbersäule allmählich auf eine Höhe von 68 cm (0,9 Atm.). Nach Verminderung des Druckes durch Öffnen des Hahns C und darauffolgendem Wiederschließen beobachtete er denselben Effekt aufs neue. Das Wasser drang also durch den Sandstein entgegen dem Druck[1]. Daubrée schrieb diese Erscheinung mit Recht der Kapillaritätswirkung zu, aber, wie es scheint, hatte er keine klare Vorstellung von ihren physikalischen Grundlagen Infolgedessen ist seine Erklärung des Experimentes zum Teil irrtümlich und einige seiner Schlußfolgerungen lassen sich nicht aufrecht erhalten. Er schreibt[2]:

„Supposons une cavité séparée des eaux de la surface, marines ou continentales, par des roches qui ne soient pas tout à fait imperméables; admettons, en outre, que cette cavité soit à une profondeur assez grande pour que sa température soit très-élevée: les conditions principales de notre expérience ne se trouveraient-elles pas reproduites? De la vapeur s'accumulerait donc dans cette cavité, et sa tension pourrait devenir bien supérieure à la pression hydrostatique d'une colonne liquide qui remonterait jusqu'à la surface des mers ou des eaux d'alimentation. Et, si l'on est parvenu à mettre en quelque sorte en balance, par l'interposition d'une épaisseur de roche de 2 centimètres seulement, les pressions de deux colonnes, l'une de 2 centimètres d'eau à peine, l'autre de 60 centimètres de mercure, c'est-à-dire de plus de 500 fois supérieure à la première, on ne trouvera plus guère de difficulté à admettre que l'eau descendante devienne la cause de refoulement de laves trois fois plus denses qu'elle, et de leur ascension jusqu'à un niveau bien supérieur au sien. D'après les résultats de l'expérience, l'eau pourrait donc etre forcée par la capillarité. agissant concurrement avec la pesanteur, à pénétrer, malgré des contre-pressions intérieures très-fortes, des régions superficielles et froides du globe jusqu'aux régions profondes et chaudes, où, à raison de la température et de la pression qu'elle aurait acquises, elle deviendrait capable de produire de grands effets mécaniques et chimiques."

Das Atmometer. Der beobachtete Effekt ist, wie Daubrée selbst erkannte, der Kapillarität zuzuschreiben: ähnliche Resultate erhält man viel einfacher und direkter mittels des sogenannten „Atmometers"[3]. Dies besteht aus einem engen Glasrohr[4], an

[1] Und auch gegen einen Temperaturgradienten, da sich die Oberfläche des Sandsteins auf 100°, die Unterfläche auf etwas höherer Temperatur befand. Aber der Einfluß hievon ist, wie wir sehen werden, nebensächlich, abgesehen von großen Temperaturdifferenzen.

[2] op. cit. p. 342—343.

[3] Tait, Properties of Matter. 1. Aufl. London 1899. p. 264.

[4] Wenn ein Kapillarrohr gebraucht wird, ist ein mit einem guten Hahn versehenes Seitenrohr, eingeschmolzen in den weiteren Teil des

einem Ende offen, am anderen fest an eine Platte, Kugel oder ein anderes Stück aus porösem Material angeschlossen[1]. Das Rohr ist mit Wasser gefüllt und umgekehrt in eine Schüssel mit Quecksilber getaucht (Fig. 2). Die Kapillarwirkungen der feineren Poren des Materials sind derart, daß nicht allein das Wasser im Rohr hochgehalten wird, sondern daß, sobald Verdampfung an der Oberfläche stattfindet, das Quecksilber an Stelle des Wassers aufsteigt zu einer Höhe, die gleich oder selbst höher sein kann als die Barometerhöhe[2]. Das Quecksilber steigt allmählich — vorausgesetzt daß die Poren nicht allzu fein sind —, verbleibt einige Zeit in Gleichgewichtsstellung und fällt dann rasch. Die Aufsteigungsgeschwindigkeit, welche von einer Anzahl von Faktoren abhängig ist, braucht uns hier nicht zu interessieren. Die Gleichgewichtslage ist dabei das wichtige; sie hängt allein von der Größe der weitesten Poren an der freien Oberfläche und von der Oberflächenspannung zwischen dem Wasser und dem porösen Material ab. Die Resultate, die wir an Proben von verschiedenen Materialien erhalten haben, sind unten (p. 178) in Tab. I zusammengestellt. Aber bevor wir diese Resultate betrachten, wollen wir einen kurzen Abriß der Theorie der Kapillarität geben, insofern sie die vorliegende Streitfrage angeht; denn die Poren sind in der Tat weiter nichts als feine Kapillarröhren.

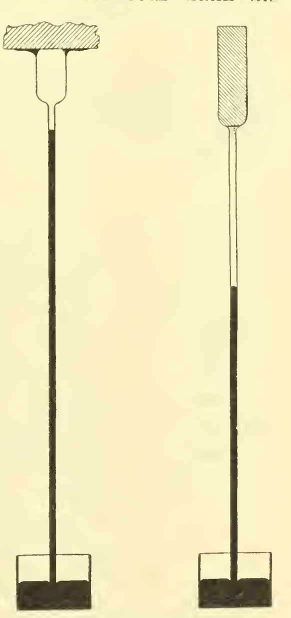


Fig. 2.
Typen des Atmometers.

Vertikalrohres, erforderlich, um das Füllen des Apparates mit Wasser zu ermöglichen. Diese Form hat den Vorteil, daß unter günstigen Umständen ein Ansteigen um einige Zentimeter in wenigen Minuten stattfindet.

[1] Mit Hilfe von Siegellack oder auf einem andern geeigneten Wege. Die Verbindung muß selbstverständlich absolut gasdicht sein.

[2] So beobachtete G. A. HULETT (Zeitschr. f. physik. Chemie. 42. 1903. p. 359), der solche Versuche mit einer porösen Porzellanplatte anstellte, in der Ferrocyankupfer niedergeschlagen war, in einem Augenblick eine Quecksilberhöhe von 110 cm; in diesem Falle wirkte also ein negativer bis zu einer halben Atmosphäre betragender Druck auf das auf der Unterseite der Porzellanplatte eingeschlossene Wasser. Ähnliche Versuche hat früher E. ASKENASY angestellt. Verh. d. naturw. med. Vereins. Heidelberg, März 1895. Es sei erwähnt, daß das Aufsteigen der Säfte in den Bäumen auf diese Weise gewöhnlich erklärt wird.

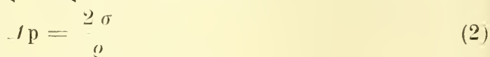
Abriß der Theorie der Kapillarität[1].

Das Hauptprinzip, das man im Gedächtnis behalten muß, ist dies, daß die Steighöhe einer Flüssigkeit in einer Kapillaren hauptsächlich ein Maß ist für die Druckdiskontinuität an der gekrümmten Oberfläche der Flüssigkeit innerhalb des Rohrs.

Es läßt sich leicht zeigen, daß der Druckunterschied (Δp) zwischen den beiden Seiten der gekrümmten Trennungsfläche zweier Flüssigkeiten ausgedrückt wird durch die Formel:

$$\Delta p = \sigma \left(\frac{1}{\varrho} + \frac{1}{\varrho'} \right) \quad (1)$$

worin σ die Oberflächenspannung und ϱ und ϱ' die Krümmungsradien in 2 aufeinander senkrechten Ebenen bedeuten. Ist die Oberfläche eine Kugel, $\varrho = \varrho'$, so wird die Formel einfach:



$$\Delta p = \frac{2\sigma}{\varrho} \quad (2)$$

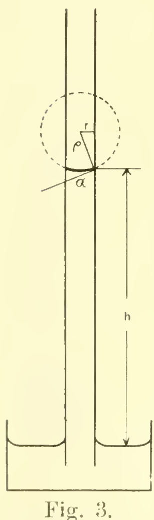


Fig. 3. Diagramm.

Eine geringe Modifikation dieser Formel ist direkt auf den kapillaren Aufstieg von Flüssigkeiten in feinen Röhren anwendbar. Denken wir uns ein an beiden Enden offenes Rohr mit dem einen Ende in eine Schale mit einer Flüssigkeit getaucht, die in dem Rohre bis zu einer gewissen Höhe h (Fig. 3) ansteigt. Wenn die Steighöhe ein Vielfaches des Durchmessers des Rohrs ist, ist die Krümmung der freien Oberfläche merklich gleichförmig, mit andern Worten, die Oberfläche ist ein Kugelsegment mit dem Radius ϱ. Jetzt ist entsprechend der Gleichung 2 der Druck auf der Unterseite der gekrümmten Oberfläche um einen Betrag $= 2\sigma/\varrho$ geringer als auf der Oberseite; gleichzeitig aber wird dieser Druckunterschied durch den hydrostatischen Druck einer Flüssigkeitssäule von der Höhe h ausgeglichen. Es ist

$$\frac{2\sigma}{\varrho} = h g d,$$

worin g die Intensität der Gravitation und d die Dichte der Flüssigkeit bedeutet. Ist ferner α der Winkel zwischen Trennungsoberfläche und Rohrwand $\varrho = r/\cos\alpha$, wenn r der Radius des Rohres ist, so ist

$$h = \frac{2\sigma\cos\alpha}{r g d} \quad (3)$$

die übliche Formel für die Steighöhe von Flüssigkeiten in Kapillaren.

[1] Die Kapillarität wird in jedem Lehrbuch der Physik behandelt, doch nicht immer gut. Ihre Darstellung bei Tait in seinen „Properties of Matter“ ist besonders klar.

Für den Fall des Kontakts von Wasser mit vielen Substanzen ist $\alpha = 0^0$ und die Gleichung reduziert sich auf die Form:

$$h = k \frac{\sigma}{r} \qquad (4)$$

Für Wasser von 18^0, h und r ausgedrückt in Zentimetern[1], hat k den Wert 0,00204 und σ, die Oberflächenspannung in Dynen pro cm ist 74. Der Wert der direkten Entwicklung dieser Formel auf Grund des Druckunterschiedes an der Trennungsfläche ist wohl hervorzuheben, da wir damit einen klareren Einblick in die komplizierteren Probleme der Kapillarität erreichen[2].

Von diesem Standpunkt aus sind einige Schlußfolgerungen unmittelbar einleuchtend. Wir wollen sie hier aufzählen, da sie offenbar nicht immer denen klar gewesen sind, die die Kapillarwirkungen zur Erklärung geologischer Vorgänge herangezogen haben.

(A). Da ein Druckunterschied nur an der Trennungsfläche stattfindet, so kann eine Flüssigkeitssäule (z. B. wie in Fig. 2) nur hochgehalten werden, wenn sich die freie Oberfläche der Flüssigkeit innerhalb des Kapillarrohres befindet; im Falle eines porösen Stoffes daher nur, wenn die Trennungsflächen innerhalb der Poren liegen[3].

(B). Wenn sich Gleichgewicht eingestellt hat, hängt die erreichte Höhe der Flüssigkeit nur von dem Lumen des Rohres an der Trennungsfläche ab (da damit die Krümmung derselben bestimmt ist) und von nichts anderem, wie auch die Größe und Gestalt des übrigen Rohres sonst sein mag. Hieraus folgt jedoch keineswegs, daß die Flüssigkeit in einem Material mit Poren von unregelmäßig wechselndem Durchmesser zu einer Höhe ansteigt, die

[1] Sind h und r in Millimetern ausgedrückt, so muß die Konstante k nicht zehnmal, sondern hundertmal so groß genommen werden.

[2] Beiläufig sei bemerkt, daß nach derselben Überlegung der Druck innerhalb eines kleinen Wassertropfens größer ist als der Außendruck: das Wasser steht also unter einem größeren Druck, als sein Dampfdruck beträgt. Durch diese Druckverhältnisse — den „ungleichmäßigen“ Druck — steigt dann der Dampfdruck der Flüssigkeit; folglich ist der Dampfdruck eines Tropfens um so größer, je kleiner der Krümmungsradius seiner Oberfläche — eine bekannte Schlußfolgerung, die für eine ganze Anzahl von Erscheinungen von außerordentlicher Wichtigkeit ist. Auf vollkommen analoge Weise ergibt sich der mit der gekrümmten Oberfläche im Gleichgewicht stehende Dampfdruck der Flüssigkeit in einer Kapillare geringer als der gewöhnliche Dampfdruck, und diese Dampfdruckerniedrigung ist um so größer, je kleiner der Durchmesser des Rohres. Ähnlich kann man (wenn es erlaubt ist, von einer Oberflächenspannung fester Körper zu reden) die Tatsache herleiten, daß die Löslichkeit einer Substanz mit Abnahme der Korngröße wächst.

[3] Das schließt natürlich den Fall ein, daß die Flüssigkeit in den Poren praktisch bis an die äußere Oberfläche des festen Stoffes reicht.

der an der Oberfläche des Fragments der betreffenden Substanz beobachteten Porenweite entspricht.

(C). Nehmen wir ein offenes Rohr, kürzer als der kapillaren Steighöhe des Wassers entspricht, das mit Wasser gefüllt und so angebracht ist, daß sein unteres Ende unter eine Quecksilberoberfläche taucht. Die Krümmung der freien Wasseroberfläche genügt gerade, die vorhandene Wassersäule obenzuhalten, aber wenn oben Wasser entweicht (durch Verdampfung oder auf andere Weise), wird die Krümmung stärker und infolgedessen das Quecksilber in das Rohr hineingezogen. Dies dauert so lange, bis sie halbkugelig ist, wenn sie eine Säule von Quecksilber und Wasser hält, im Gewicht gleich einer (viel längeren) Säule von Wasser allein, deren Länge diese Krümmung entspricht. Das ist im wesentlichen das Atmometer, der einzige Unterschied ist der, daß im letzteren Falle eine sehr große Anzahl von Poren vorhanden sind; wir sehen ferner, daß die Höhe, die dem Gleichgewicht entspricht, durch die Weite der größten Poren des Stoffes an der Trennungsfläche bestimmt wird.

(D). Die Druckdiskontinuität an der Trennungsfläche, die wir als eine Druckäußerung der Oberflächenhaut des Wassers im Bestreben sich zu kontrahieren ansehen können, ist genau von dem gleichen Betrage, ob sie sich bemerkbar macht (a) durch das Obenhalten der Flüssigkeitssäule; (b) durch die Kompression der Luft in einem an einem Ende geschlossenen, in Wasser untergetauchten Rohr; (c) in Form des Druckes, der nötig ist, um Luft durch eine ursprünglich mit Wasser gefüllte Kapillare hineinzutreiben [1].

(E). Die kapillare Steighöhe wird beeinflußt durch die Änderung solcher Faktoren, von denen der Randwinkel die Dichte und die Oberflächenspannung der Flüssigkeit abhängig sind. Die Änderungen des Randwinkels und der Dichte können für unsere Zwecke vollständig außer acht gelassen werden. Hinsichtlich des Einflusses der Temperatur auf die Oberflächenspannung des Wassers zeigen alle Untersuchungen übereinstimmend, daß diese mit steigender Temperatur regelmäßig abnimmt, bei der kritischen Temperatur, wo es keine Trennungsfläche mehr gibt, $= 0$ wird. Die Gleichung

[1] Versuche dieser Art wurden angestellt von Barus (Am. J. Sc. **48**. 1894. 552), Bechhold (Z. f. physik. Chem. **67**. 1908. 328) und von Bigelow und Bartell (J. Am. Chem. Soc. **31**. 1909. 1194). Die Formel, die den erforderlichen Druck (P in Atm.) und den Porendurchmesser (D in mm) verknüpft, ist $P = 0{,}00304/D$ (für Zimmertemperatur); sie ist leicht abzuleiten aus Formel (3). Bechhold's berechnete Porendurchmesser sind zehnmal zu klein, worauf Bigelow und Bartell aufmerksam machten. Der Druck P ist natürlich nicht derselbe, der nötig ist, das Wasser durch das Kapillarrohr zu treiben: in letzterem Fall brauchen wir nicht notwendig eine freie Oberfläche innerhalb des Rohres zu haben.

ist praktisch linear, wenn man das ganze Temperaturintervall betrachtet; die Resultate werden mit genügender Genauigkeit durch die Formel dargestellt:

$$\sigma_t = 78 - 0{,}21\,t \text{ oder } 0{,}21\,(370 - t),$$

worin σ_t die Oberflächenspannung bei t (Temp. C.), ausgedrückt in Dynen pro Zentimeter, bedeutet.

Die Wirkung des Druckes auf die Oberflächenspannung ist unbekannt, aber vermutlich gering. Denn die Änderungen der Eigenschaften des Wassers, das einem Druck von, sagen wir, 1000 Atmosphären unterworfen wird, sind gewöhnlich in Größe und Richtung ähnlich denen, die man beobachtet, wenn eine geringe Menge Salz darin gelöst wird; die Oberflächenspannung solcher verdünnten Lösungen (0,5 normal oder darunter) unterscheidet sich nur um wenige Prozente von der reinen Wassers.

Versuche. Bevor wir zur Diskussion der geologischen Folgerungen der obigen Sätze schreiten, wollen wir die Resultate einiger Versuche nach dem Prinzip des Atmometers erwähnen, ausgeführt mit Zylindern oder Fragmenten verschiedener Stoffe. Es sei erwähnt, daß die Zylinder von Zement und Gips in Glasröhren von geeigneter Länge geformt wurden, die dann direkt zum Versuch dienten; dadurch wurde erreicht, daß die Verdampfung nur an der Oberfläche und nicht an den Seiten stattfand. Auch wurde die Verdampfung des Wassers an den Seitenflächen durch Überziehen mit Wachs verhindert. Die Beobachtungen sind unten in Tabelle I zusammengestellt, in die wir noch einige Beobachtungen von Bigelow und Bartell [1] aufgenommen haben, die den Luftdruck bestimmten, der gerade nötig ist, das Wasser aus den Poren des Materials auszutreiben. —

Diese Resultate sind nicht besonders charakteristisch für die einzelnen Stoffe. Sie entsprechen bloß den einzelnen Proben, die wir zufällig anwandten, und den weitesten Poren in diesen Proben. Wir haben ferner beobachtet, daß die Unterschiede für Schichten desselben Stoffes von verschiedener Dicke nicht größer sind, als man von dem mutmaßlichen Wechsel der Größe der weitesten Poren erwarten kann.

Nach dem Vorhergehenden ist klar, daß Daubrée's Versuch im Prinzip identisch ist mit den soeben beschriebenen Versuchen, und daß seine Temperatur und Temperaturdifferenz keine weitere Rolle spielen als die eines Mittels, die Oberflächenspannung des Wassers, daher den beobachteten Druckunterschied zu verringern. So war es möglich, in Tabelle I den berechneten Porendurchmesser von Daubrée's Sandstein, abgeleitet von seinen Werten für Temperatur und Druckunterschied, einzusetzen.

[1] Bigelow und Bartell, Journ. Am. Chem. Soc. **31**. 1909. p. 1194. Ähnliche Versuche sind auch noch von anderen gemacht worden.

Tabelle I.
Resultate der Atmometerversuche an verschiedenem Material.

Stoff	Dicke der Schicht	Relative Aufsteigungsgeschwindigkeit	Äquivalente Höhe der Quecksilbersäule	Virtuelle Steighöhe der Wassersäule	Äquivalenter Druckunterschied	Berechneter Porendurchmesser
	cm		cm	cm	Atm.	μ [1]
„Alundum" [2] . . .	0,5	50	10,5	143	0,14	21
Feuerfester Ton . .	0,5	75	16,3	222	0,21	14
Gepreßte Magnesia .	0,6	35	18,5	250	0,24	12
Porzellan	0,2	100	59,6	810	0,79	3,8
Portlandzement . .	5	20	Es kam nicht zum Gleichgewicht. Gleichgewichtsdruck vermutlich größer als eine Atm.			< 3
Gips	5	20				
Marmor	3	5				
Diorit	3	0,1				
Sandstein (Daubrée)	2	—	—	—	0,8	2,7 [3]
Porzellan	—	—	—	—	2,5 [4]	1,2
Porzellan	—	—	—	—	15,0 [4]	0,19

Geologische Beziehungen.

Bereits vor längerer Zeit (1881) wies Osmond Fisher darauf hin[5], daß der Daubrée'sche Versuch nur gelang, weil es sich um eine Trennungsfläche handelte; und Kemp[6], der seine Meinung zitiert, schreibt: „The experiment gives no ground for thinking that water would move through the heatet walls confining a reservoir of molten rock and become involved in the latter." Nach Osmond Fisher: „Capillary action can be made to do great things; . . . . But it cannot cause a liquid to flow continuously through a tube, however short; for, if it could, it would give us perpetual motion. . . . . If there were a cavity filled with vapor, it is possible that the density of the vapor, and therefore its pres-

[1] 1 μ = 0,001 mm. Die Wellenlänge der D-Linie ist 0,5 μ.

[2] Fabrikmarke (Norton Company, Worcester, Mass.) für gepreßte Al_2O_3.

[3] Dieser Wert wurde aus Daubrée's Daten folgendermaßen berechnet: Der von ihm notierte Druck von 1,8 Atm. entspricht, wie er selbst angibt, einer Temperatur von 113° an der Unterfläche des Sandsteins. Bei dieser Temperatur beträgt die Oberflächenspannung des Wassers 54,3. Der kapillare Druck beträgt 0,8 Atm., entsprechend einer Wassersäule von 830 cm. Folglich nach Gleichung (4) r = 0,000134 cm oder D = 2,7 μ.

[4] Direkt beobachtet von Bigelow und Bartell.

[5] Osmond Fisher, Physics of the Earth's Crust. London 1889. 2. Aufl. p. 143.

[6] J. F. Kemp, Role of Igneous Rocks in the Formation of Veins. Trans. Am. Min. Eng. **31**. p. 177. (1901.)

sure, might be increased to a certain extent, by the evaporation of the water from the extremity of the capillary tubes, and that was what occurred in the experiment of M. DAUBRÉE. . . . . Still further the existence of capillary communication of water from the surface may be doubted. For if there were supposed a capillary tube extending from the bottom of the ocean, the pressure at the lower end of this tube would be that of the water contained in it plus that, if any, arising from capillarity, while the pressure of the crust around its mouth would be that due to the weight of the crust. This latter would be the greater of the two: consequently the liquid upon which the crust rested, having a tension [being subject to a pressure] equal to the weight of the crust, would force back the water in the tube, and if it were not too viscous would itself occupy the tube"[1].

Nun ist es schwer, sich eine dauernde Gestaltung der Gesteine vorzustellen, ausgenommen in verhältnismäßig geringen Tiefen, derart, daß dieses Verschließen der Poren durch das plastische Gestein nicht stattfindet. In der Tat ist es schwer, sich in einer beträchtlichen Tiefe die Existenz ununterbrochener Hohlräume vorzustellen, ausgenommen sie sind sehr klein[2]; und wenn sie klein und von Wasser durchströmt sind, so muß es scheinen, daß sie in kurzer Zeit von dem Stoff, der sich bei der Verdampfung des Wassers niederschlägt, verschlossen werden. Diesen Punkt hat bereits R. T. CHAMBERLIN[3] diskutiert, der übereinstimmend sich vorstellt, daß die Kapillaritätskraft quantitativ unzureichend ist. Nach Anführung verschiedener Beweisgründe schreibt er: „All of these facts and deductions lead to the general conclusion that our surface-waters have been derived from the interior of the earth, and oppose the idea that to explain the presence of hydrogen, or water, in magmas and rocks, we have merely to appeal to the penetration of surface-waters."

Um die quantitative Bedeutung der Kapillarität zu zeigen, geben wir in untenstehender Tabelle die berechneten Werte des durch Kapillarität erreichbaren Druckes bei verschiedenen Tiefen unter der Annahme eines Temperaturgradienten 1. von 1° C pro 30 m, der etwa der normale ist (soweit man nach den vorhandenen,

---

[1] l. c. p. 144—145. Es sei bemerkt, daß dieses Argument nicht notwendig fordert, daß der Stoff unter der „Kruste" im striktesten Sinne des Wortes flüssig ist; die Annahme ist begründet, wenn die Gesteine in dieser Tiefe fließen können, eine Bedingung, die sicher besteht, ausgenommen von verhältnismäßig geringen Tiefen.

[2] Bezüglich der Tiefen, bis wohin Hohlräume bestehen können, siehe F. D. ADAMS, Journ. Geology. **20.** 1912. p. 97—118, und L. V. KING, ibid. p. 119—138.

[3] The Gases in Rocks. Carnegie Inst. Publication No. 106. 1908. p. 70—75.

sehr unvollkommenen Daten schließen kann), 2. von 1° C pro 1 m, was dem höchst möglichen Gradienten, selbst in der Nähe von Vulkanherden, entsprechen dürfte. Bei dieser Berechnung haben wir die Änderung der Oberflächenspannung (σ) mit der Temperatur in Rechnung gezogen, dagegen den (unbekannten) Einfluß des Druckes nicht berücksichtigt: wir sehen also ab von dem Einfluß von Temperatur und Druck (a) auf den Randwinkel α, (b) auf die Dichte des Wassers, der als Faktor erscheint 1. in dem zu jeder Temperatur gehörenden Wert von k und 2. in der Berechnung des hydrostatischen Druckes. Bei der Berechnung des Druckes der überlagernden Gesteinsschichten wurde eine mittlere Dichte von 2,7 angenommen. Die in Tabelle II gegebenen Werte sind deshalb nur Näherungswerte, aber nichtsdestoweniger für den vorliegenden Zweck hinreichend genau. Wir können von solchen Zahlen als Grundlage geologischer Spekulation im Hinblick auf die Möglichkeit des Eindringens von Wasser in die tiefgelegenen Gesteinsschichten nur Gebrauch machen, wenn folgende beide einschränkende Bedingungen vorausgesetzt werden: 1. daß in den fraglichen Tiefen Poren existieren, 2. daß die Gesteinsmassen in der Umgebung der Porenöffnung unter einem geringeren Drucke stehen, als der auf das Wasser wirkende Druck beträgt. Mit letzterer Bedingung dürfte die Annahme übereinstimmen, daß, ausgenommen die Fälle, in denen die kapillaren Drucke relativ groß sind (d. h. in geringen Tiefen mit sehr feinen Poren), die fraglichen Gesteinsmassen oder Magmen in einer Art von Hohlräumen gelegen sind, deren Wandungen sie von dem vollen Druck des Gewichtes der überlagernden Schichten entlasten.

Aus nachstehender Tabelle ist ersichtlich, daß der erreichbare Kapillaritätsdruck unbedeutend ist im Vergleich zum hydrostatischen Druck, außer wenn die Poren sehr fein sind. Für jede Porenweite gibt es eine bestimmte Tiefe, oberhalb deren der hydrostatische und der Kapillaritätsdruck zusammengenommen den Gebirgsdruck übertrifft und unterhalb deren der Gebirgsdruck (in voller Wirksamkeit genommen) überwiegt. So liegt z. B. bei einem Porendurchmesser von 0,01 μ und dem normalen Temperaturgradienten die Tiefe, bei der sich beide Drucke das Gleichgewicht halten, etwa bei 1600 m, und diese Tiefe ändert sich im umgekehrten Verhältnis wie der Porendurchmesser[1].

Es ist daher klar, daß die Kapillarität eine untergeordnete Rolle spielt, außer wenn die Poren sehr klein sind; bei solcher Winzigkeit der Poren entsteht die Frage, welche Wassermasse tatsächlich hindurchfließen kann. Diese Menge läßt sich berechnen mit der bekannten Poiseuille'schen Formel, nach der die durchfließende Menge berechnet werden kann, wenn der Radius des

[1] Zum wenigsten gilt dies mit genügender Annäherung für den vorliegenden Zweck.

Tabelle II

gibt die Größe der unter verschiedenen Bedingungen durch die Kapillaritätswirkung erreichbaren Drucke in kg pro qcm[1]; die mitgeteilten Werte sind Näherungswerte und gelten unter den oben gemachten Voraussetzungen.

Tiefe in m	Hydrostatischer Druck der Wassersäule	Kapillaritätsdruck für einen Porendurchmesser von			Gesamtdruck innerhalb der Poren von einem Durchmesser von 0,01 μ	Äußerer Druck der überlagernden Gesteinsschichten
		100 μ	1 μ	0,01 μ		
Temperaturgradient 1° C pro 30 m.						
100	10	0,03	3,1	306	316	27
200	20	0,03	3,0	302	322	54
500	50	0,03	2,9	294	344	135
1 000	100	0,03	2,8	278	378	270
2 000	200	0,03	2,5	250	450	540
5 000	500	0,02	1,6	160	660	1350
10 000	1000	0,002	0,2	20	1020	2700
20 000	2000	—	—	—	2000	5400
Temperaturgradient 1° C pro 1 m						
50	5	0,03	2,6	264	269	14
100	10	0,02	2,2	220	230	27
200	20	0,01	1,3	131	151	54
300	30	0,005	0,5	50	80	81
400	40	—	—	—	40	108

Rohrs, der Druckgradient und die Viskosität der Flüssigkeit bekannt sind. Nehmen wir also die Viskosität des Wassers zu 0,005 (entsprechend der Temperatur von 30°), so würde die durch eine Pore vom Durchmesser 1 μ hindurchfließende Wassermenge etwa $15 \cdot 10^{-6}$ ccm im Jahr betragen; ein Wert, der eher zu hoch geschätzt sein dürfte, da die Poiseuille'sche Formel sich auf gerade Poren von regelmäßig kreisförmigem Querschnitt bezieht, während die der Gesteine zickzack laufen und von ganz unregelmäßiger Gestalt sind.

Wenn wir jetzt die ganz hochgegriffene Annahme machen, daß das Gesamtvolumen der Poren 10% des Gesteinsvolumens beträgt, so macht das eine Million (10^6) Poren von 1 μ Durchmesser auf jeden Quadratzentimeter. Unter dieser Annahme würde also die durchfließende Wassermenge nur 15 ccm pro qcm im Jahr betragen, und die Annahmen laufen eher darauf hinaus, dieses Resultat zu groß als zu klein zu machen. Aus Tabelle II ist jedoch ersichtlich, daß die Kapillarität in Poren von 1 μ Durch-

[1] 1 kg pro qcm = 0.97 Atm.

messer bei beträchtlicher Tiefe von verschwindender Größe ist; andererseits ist bei feineren Poren, obgleich der erreichbare Kapillaritätsdruck relativ beträchtlich ist, die durchfließende Wassermenge absolut unbedeutend. So wäre, wenn der Porendurchmesser ist a) 0,1 μ, b) 0,01 μ, wieder unter der Annahme, daß das Verhältnis des Gesamtporenvolumens 10 % beträgt [1], die durchfließende Wassermenge a) 0,15, b) 0,0015 ccm pro qcm im Jahr. Im letzteren Falle würde mit anderen Worten ein Zeitraum von 1000 Jahren nötig sein, um eine Regenmenge von 1,5 cm Höhe durch eine gegebene horizontale Ebene hindurchfließen zu lassen. Wir können überdies sicher sein, daß auch keine andere denkbare Annahme, als wir oben gebraucht haben, die berechneten Werte um mehr als das Zehnfache vergrößern würde. Hierzu wollen wir nur bemerken, daß das auf diese Weise in ein Magma hineinsickernde Wasser (nehmen wir es einmal als möglich an) sehr wenig imstande sein dürfte, irgend eine heftige Wirkung zu entfalten.

Die obigen Angaben besagen natürlich keineswegs, daß das Wasser nicht durch Kapillaritätswirkung oder anderswie in beträchtliche Tiefe in die oberen und kälteren Erdschichten eindringt. In der Tat laufen die oben mitgeteilten Zahlen und Ableitungen darauf hinaus, daß das Wasser fähig ist, in meßbaren Mengen bis zu Tiefen von etwa 500 m und in kleinen Mengen bis zu vielleicht 1500 m zu dringen — ein Schluß, der, wie wir glauben, mit der Erfahrung vollkommen übereinstimmt.

Zusammenfassung.

Daubrée's Experiment über den Durchgang von Wasser durch eine Sandsteinplatte gegen Überdruck ist, wie in der Tat von anderen angedeutet worden ist, der Wirkung von kapillaren Kräften zuzuschreiben. Zu demselben Resultat kann man auf viel einfachere Weise durch Atmometerversuche kommen, wie sie oben beschrieben wurden. Die Größe des unter verschiedenen Bedingungen sich ergebenden Effekts kann man aus den Kapillaritätsgesetzen ableiten. Eine Kapillarwirkung tritt nur ein, wenn eine Trennungsfläche innerhalb der Poren vorhanden ist, sie nimmt mit steigender Temperatur stetig ab und verschwindet vollständig bei der kritischen Temperatur. Die Berechnung zeigt, daß der erreichbare Effekt in irgendwelcher beträchtlichen Tiefe im Vergleich zu dem hydrostatischen Druck der Wassersäule unbedeutend ist, ausgenommen bei Poren von solcher Feinheit, daß die Wassermenge, die hindurchfließen kann, unendlich klein ist.

Es scheint daher die Wahrscheinlichkeit dagegen zu sprechen, daß meßbare Mengen von meteorischem Wasser in tiefgelegene und heiße Gesteinsmassen eindringen können. Infolgedessen glauben wir, daß es denjenigen obliegen muß, die das Gegenteil behaupten

[1] Dem entsprechen für a) 10^8, für b) 10^{10} Poren pro qcm.

wollen, die Beweise dafür aufzufinden. Wenn es sich auch eventuell herausstellen sollte, daß die auf vorstehenden Seiten aufgestellten Rechnungen durch den Einfluß irgend eines von uns unbeachteten Faktors nicht mehr stimmen, so müssen sich doch diejenigen, die anders glauben wollen, der Schwierigkeit gegenübergestellt sehen, eine denkbare Gestaltung der Tiefengesteine aufzufinden, derart, daß der in der betreffenden Tiefe herrschende Gesteinsdruck nicht den Gesamtdruck der Wassersäule an den freien Enden der Poren überwältigt.

Über die chemische Zusammensetzung des Syenits aus dem Plauenschen Grund bei Dresden.

Von **Richard Nacken** in Leipzig.

Der Syenit aus dem Plauenschen Grund an der Weißeritz b. Dresden ist mehrfach chemisch untersucht worden. Die Resultate sind indessen verschieden. So stimmen zwei ältere Analysen von F. Zirkel[1] und von P. A. Griffith[2] miteinander recht gut überein, wenn man davon absieht, daß einmal das Eisen als FeO, das andere Mal als Fe_2O_3 berechnet ist. Sie weichen aber ziemlich bedeutend ab von Analysen, die von H. S. Washington[3] in letzter Zeit sorgfältig ausgeführt wurden. Insbesondere ergeben sich größere Abweichungen im Alkaligehalt; die Gesamtmenge mit 8,9 % $Na_2O + K_2O$ ist prozentual wohl gleich, indessen ist ihr gegenseitiges Verhältnis ein anderes, das Kali überwiegt nach den neueren Analysen nicht mehr, beide Alkalien stehen in gleichem Verhältnis. Aus den Analysen läßt sich ferner entnehmen, daß die Eisenbestimmung der älteren Analysen zu hohe Werte ergeben hat.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	59,83	60,02	62,49	58,70	60,60
Al_2O_3	16,85	16,66	16,49	17,09	16,79
Fe_2O_3	—	7,21	2,36	3,17	2,77
FeO	7,01	—	2,04	2,29	2,17
MgO	2,61	2,51	1,87	2,41	2,14
CaO	4,43	3,59	4,23	4,71	4,47
Na_2O	2,44	2,41	4,38	4,38	4,40
K_2O	6,57	6,50	4,65	4,35	4,57
H_2O ($>120°$)	1,29	1,10	0,32	0,89	0,61
H_2O ($<120°$)			0,28	0,23	0,25
TiO_2	—	—	0,85	0,95	0,90
P_2O_5	—	—	0,32	0,23	0,28
MnO	—	—	—	—	—
BaO	—	—	0,15	—	0,15
SrO	—	—	Spur	—	Spur
	101,03	100,00	100,43	99,40	100,10

[1] F. Zirkel, Pogg. Ann. **72**. p. 622. 1864.
[2] P. A. Griffith, Chem. News. **47**. p. 170. 1882.
[3] H. S. Washington, Americ. Journ. Sc. **22**. p. 132. 1906.

I. Analyse von F. Zirkel.
II. Analyse von P. A. Griffith.
III. IV. Analysen von H. S. Washington.
V. Mittelwerte nach H. S. Washington.

Bei der Berechnung der Mittelwerte V wurden außer den Vollanalysen III und IV noch zwei Alkalibestimmungen mitberücksichtigt, die 4,34 % Na_2O, 4,33 % K_2O bezw. 4,49 % Na_2O, 4,93 % K_2O ergeben hatten.

Die von Washington analysierten Gesteinsproben waren nicht von ihm selbst an Ort und Stelle gesammelt, sondern waren ihm von anderer Seite zur Verfügung gestellt und waren zu verschiedenen Zeiten z. T. am Fundort entnommen oder gekauft worden.

Auch hier ist die Übereinstimmung untereinander gut, die Gesteine sind frisch, wie aus dem geringen Wassergehalt hervorgeht. Die petrographische Beschreibung der Handstücke und der Schliffbilder sind typisch für den Hornblendesyenit des genannten Fundorts. Sie stimmen überein mit den Angaben Zirkel's; trotzdem war wohl zu erwarten, daß bei erneuter chemischer Analyse Washington's Resultate sich bestätigen würden, wie sich auch wirklich ergab.

Da es sich bei dem vorliegenden Hornblendesyenit um einen typischen Vertreter dieser Gesteinsklasse handelt, erschien mir eine Wiederholung der Analysen an frisch gesammeltem Material erwünscht, zumal die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen war, daß die von Washington erhaltenen Abweichungen vielleicht auf nicht ganz einwandfreies Material zurückzuführen seien.

Um eine Durchschnittsprobe zu gewinnen, wurde Untersuchungsmaterial gesammelt, indem an möglichst vielen frisch aufgeschlossenen Stellen des Ratsteinbruchs im Plauenschen Grund Gesteinsfragmente von etwa 50 g Gewicht geschlagen wurden. Es waren insgesamt wohl ca. 100, aus denen in mehrmaligen Quartproben schließlich 100 g Pulver als Analysenmaterial gewonnen wurde. Die Analysen erfolgten nach den Vorschriften von M. Dittrich [1] unter Berücksichtigung der von W. F. Hillebrand [2] angegebenen Vorsichtsmaßregeln und Modifizierungen. Die Alkalien wurden nach Lawrence Smith mittelst des Kalciumcarbonat-Salmiakaufschlusses bestimmt. Zwei nacheinander ausgeführte Analysen sind unten wiedergegeben.

Die Analysen 1 und 2 lassen auf den ersten Blick weitgehende Übereinstimmung erkennen mit der Mittelanalyse Washington's. Bemerkenswerte Abweichungen sind nicht vorhanden, nur ist beide Male der Natrongehalt etwas größer als der Kaligehalt.

[1] M. Dittrich, Anleitung zur Gesteinsanalyse. Leipzig 1905.

[2] W. F. Hillebrand, Analyse der Silikat- und Carbonatgesteine. Leipzig 1910.

	1	2	3
SiO_2	60,53	60,44	60,52
Al_2O_3	16,54	16,61	16,65
Fe_2O_3	3,05	3,10	2,97
FeO	2,20	2,08	2,15
MgO	2,44	2,37	2,32
CaO	4,92	4,82	4,73
Na_2O	4,32	4,58	4,43
K_2O	4,29	4,31	4,39
H_2O (> 120°)	0,66	0,65	0,64
H_2O (< 120°)	0,26	0,30	0,27
TiO_2	0,85	0,90	0,88
P_2O_5	0,31	0,28	0,29
MnO	Spur	Spur	—
BaO	Spur	Spur	—
SrO	Spur	Spur	—
	100,37	100,44	100,20

In 3 sind meine Analysen mit WASHINGTON's Mittelanalyse V vereinigt, so daß wir hier ein genaues Bild des chemischen Bestandes für den Plauenschen Syenit besitzen [1].

Die petrographische Beschaffenheit entspricht durchaus dem Charakter, wie ihn WASHINGTON entwirft, insbesondere wurde an Schliffbildern durch Wägen der Bildausschnitte auch das Mengenverhältnis der Gesteinskomponenten ermittelt. Auch hier konnte ich bestätigen, daß das Gestein im wesentlichen besteht aus 3 Komponenten, und zwar in Gewichtsprozenten aus ca. 65 % Feldspat (Na-Orthoklas + Oligoklas), aus ca. 15 % Hornblende und aus ca. 12 % Quarz. Hierzu treten noch Magnetit, Titanit und Apatit von zusammen 6 % bis 8 %.

Das Gestein ist innerhalb des Bruches sehr gleichmäßig, wie sich aus der Konstanz des spezifischen Gewichtes ergibt. Nach der Schwebemethode erhält man selbst in kleinen Stücken Werte, die nicht große Schwankungen zeigen, zwischen 2,71 und 2,74 bei 25°. Größere Stücke lieferten nach der Verdrängungsmethode 2,729 und 2,730 bei 25°, Werte, die sehr gut mit der Angabe WASHINGTON's $d_{23^0} = 2,73$ stimmen.

Leipzig, Institut für Mineralogie und Petrographie. September 1913.

[1] Von A. OSANN sind neuerdings die Zahlen WASHINGTON's zur Berechnung der SAF, AlCK, NK-Verhältnisse und des MC-Verhältnisses verwendet worden. Eine merkliche Abweichung tritt durch die Benutzung der Zahlen von 3 nicht ein. Abhandl. d. Akad. Wiss. Heidelberg 1913. p. 121.

Weitere Mitteilungen über die Bildung schlesischer Erzlagerstätten.

Von **A. Sachs** in Breslau.

In dem Vortrage, den ich am 23. September 1913 in Wien hielt, gab ich zunächst einen kurzen Überblick über den petrographisch-geologischen Aufbau Schlesiens und besprach sodann die Entstehung der Erzvorkommen von Schmiedeberg, Frankenstein, Reichenstein und Oberschlesien (vgl. dies. Centralbl. 1914. No. 1. p. 12—19). Ich wies auf den fundamentalen Unterschied im Aufbau Oberschlesiens und Niederschlesiens hin: in Oberschlesien rein sedimentärer Charakter, in Niederschlesien Vorwalten von Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern, von welch letzteren ich den Gneisen und Amphiboliten ursprünglich schmelzflüssigen Charakter zusprach. Ich halte diese allerdings kaum, wie andere Forscher, für sekundär veränderte Granite bezw. Diorite, sondern möchte als wahrscheinlicher die primäre Piezokristallisation im Sinne Weinschenk's für ihre Struktur verantwortlich machen.

Bezüglich der Entstehung der genannten Erzlagerstätten sprach ich die Magneteisenerze von Schmiedeberg als ursprünglich syngenetisch-sedimentär (späterhin durch den Riesengebirgsgranit kontaktmetamorph verändert) an. Die Nickelerze von Frankenstein sind als magmatische Differentiationen aufzufassen. Die goldhaltigen Arsenerze von Reichenstein gehören zu den Kontaktlagerstätten, ihr Metallgehalt ist primär in dem Muttergestein des dortigen Serpentins zu suchen. Die oberschlesischen Erzlagerstätten waren ursprünglich sedimentär, ihre Konzentration zu der gegenwärtigen Form erfolgte durch herabrinnende Sickerwässer.

Wenn man die Stelzner-Bergeat'sche Einteilung zugrunde legt, so gehört mithin Schmiedeberg zu den schichtigen Lagerstätten, Frankenstein zu den magmatischen Ausscheidungen, Reichenstein zu den Kontaktlagerstätten und Oberschlesien zu den metasomatischen Lagerstätten.

Es sind bisher also Repräsentanten der Erzgänge und Erzseifen in Schlesien noch nicht besprochen worden. Ich will das hier nachholen, und will gleichzeitig die Einordnung der übrigen Erzlagerstätten in die verschiedenen Typen vornehmen, so daß ich damit eine Klassifikation der schlesischen Erzlagerstätten überhaupt zu erreichen versuche.

1. Beginnen wir mit Bergeat mit den magmatischen Ausscheidungen, so ist als ihr hauptsächliches äußeres Charakteristikum im Zusammenhange mit ihrer Entstehung die unregelmäßig begrenzte Stock- oder Nesterform anzusprechen. Daß dann späterhin sekundär in dem Gesteinskomplex Spalten aufrissen, die infolge der Lateralsekretion mit erzhaltigen Wässern wieder gefüllt wurden, ist nebensächlich. So wird also auch das Auftreten von Nickelerzgängen in Frankenstein an dem ursprüng-

lichen Charakter der Lagerstätte als magmatische Differentiation nichts zu ändern vermögen. Von schlesischen Vorkommen gehörten weiterhin in diese Gruppe die Chromeisensteinknollen im Serpentin von Tampadel bei Zobten und in der Gegend von Frankenstein. Es handelt sich hier um Spaltungsprodukte eines gabbroiden Magmas.

2. Zu den schichtigen Lagerstätten gehören vor allem Eisenerzvorkommen, auch gewisse Kupfervorkommen möchte ich hierzu rechnen. Von Eisenerzlagerstätten gehören hierher die bekannten Magneteisenerzlager von Schmiedeberg, die dem Riesengebirgsgranit nicht ihre Entstehung, sondern nur ihre Veränderung verdanken, und also als syngenetisch anzusprechen sind. Weiterhin rechne ich hierhin die bekannte Schwefelkieslagerstätte in den Schiefern von Rohnau südlich von Merzdorf, deren Niveaubeständigkeit durchaus für eine syngenetische Entstehung zu sprechen scheint. Es sind sodann die bekannten Ton- und Kohleneisensteine des oberschlesischen und niederschlesischen Carbons hier zu nennen; weiterhin die Sphärosiderite im Keuper Oberschlesiens (bei Rosenberg O.S), im braunen Jura auf polnischer Seite, im limnischen und marinen Tertiär Oberschlesiens, endlich die phosphorhaltigen Raseneisenerze, die sich allenthalben im schlesischen Alluvium finden.

Von hierhergehörigen Kupfervorkommen seien die Kupfererze im Zechstein von Haasel bei Goldberg und die analogen Vorkommen im Rotliegenden auf böhmischer Seite zu Wernersdorf bei Radowenz erwähnt.

3. Erzgänge. Als Typus der schlesischen gangförmigen Lagerstätten sind meiner Auffassung nach noch immer trotz gegenteiliger Auffassungen die Kupfer-Bleierzgänge in den Hornblendeschiefern und Grünschiefern von Kupferberg — Rudelstadt anzusprechen. Es ist zwar von v. Festenberg-Packisch und späterhin von Krusch behauptet worden, daß ein Teil der westlichen Gänge, besonders der Einigkeitsgang, in Wirklichkeit als Lager aufzufassen sei, aber schon Festenberg-Packisch muß zugeben, daß im allgemeinen diese vermeintlichen „Lager“ nur im Streichen mit dem Nebengestein übereinstimmen, dagegen ist ihr Fallen ein dem Nebengestein entgegengesetztes. Krusch hat dann weiterhin diese Gebilde als Kontaktlagerstätten aufgefaßt; ihr Metallgehalt würde danach also dem angrenzenden Riesengebirgsgranit entstammen. Ich muß hier dieselbe Bemerkung wie bei Schmiedeberg machen: daß der Granit verändernd auf die Lagerstätte gewirkt hat, ist zuzugeben, daß aber ihr Metallgehalt aus dem Granit stammt, halte ich für höchst unwahrscheinlich. Ich bin überhaupt der Auffassung, daß die schlesischen Granite in nennenswertem Maße nicht metallführend waren, wohl aber ist bei den Gneisen und Amphiboliten ein nicht unbe-

deutender Metallgehalt anzunehmen. Von diesem Gesichtspunkte aus wäre auch eine Erklärung dafür gegeben, woher der Kupfergehalt derjenigen Gänge von Kupferberg, die man für älter als die Kupferberger Porphyre hält, stammen würde: aus dem dioritischen Grundmagma der Amphibolite. Daß aber der Metallgehalt einer Anzahl von Kupfergängen mit den Porphyren zusammenhängt, erscheint ebenso sicher, wie dies für die Bleigänge in den grünen Schiefern nördlich von Kupferberg-Rudelstadt gilt.

Für den primären Metallgehalt der schlesischen Gneise sprechen die bekannten gangförmigen Silber-Bleierzvorkommen im Eulengebirgsgneis von Silberberg, Dittmannsdorf, Oberweistritz. Hier rissen Gangspalten auf, die durch Lateralsekretion wieder angefüllt wurden. Auch in den Glimmerschiefern, besonders am Südabhang des Riesengebirges, auf böhmischer Seite, finden sich mannigfache Erzgänge (Rochlitz, Spindelmühl, Schwarzenthal, Freiheit).

Hatten wir bisher Erzgänge in kristallinen Schiefern ins Auge gefaßt, so lassen sich natürlich auch solche in Eruptivgesteinen beobachten. Es sei hier vor allem der Arsen-Kupfer-Bleierzvorkommen von Altenberg südlich von Schönau gedacht. Das Erz findet sich in den dortigen silurischen Schiefern, ist aber vor allem an die Quarzporphyre, die sie durchsetzen, geknüpft. Das Vorkommen ist als nördliche Fortsetzung der Bleierzgänge nördlich von Kupferberg-Rudelstadt aufzufassen. Der bekannteste Gang ist der „Bergmannstroster". Die Erze sind bekanntlich auch gold- und silberhaltig. Sie sind genetisch darum so interessant, weil sie an einen Olivinkersantit geknüpft sind. Letzterer ist gleichalterig mit dem umgebenden Quarzporphyr: er stellt ein basisches (lamprophyrisches) Spaltungsgestein dar. Die Erzfällung ist mit Sicherheit durch Lateralsekretion zu erklären, da Pufahl im Kersantit selbst Silber, Kupfer, Blei, Gold nachwies. In dieselbe Gruppe, wie Altenberg, gehört auch das silberhaltige Gangvorkommen von Bleiglanz und Fahlerz im Quarzporphyr des Hochwaldes bei Gottesberg. Die dortigen Schwerspatgänge stellen das Analogon zu den Kupferberger barytischen Gängen, die bekanntlich als die jüngsten anzusprechen sind, dar.

4. Metasomatische Lagerstätten. Als wichtigstes Beispiel für diese Gruppe sind die bereits besprochenen Blei-, Zink- und Eisenerzvorkommen des Muschelkalkes in der Beuthen—Tarnowitzer Mulde Oberschlesiens zu nennen. Ebenfalls hierher gehörig, aber dem Ursprunge nach von ihnen verschieden, sind gewisse Eisenerzlagerstätten im Silur und Devon aufzufassen. Während die oberschlesischen Vorkommen ursprünglich sedimentäre Absätze waren, entstammt der Eisengehalt der silurischen Vorkommen von Jänkendorf bei Görlitz und von Willmanns-

dorf bei Jauer, sowie der devonischen Vorkommen von Bennisch in Österreich.-Schlesien mit aller Wahrscheinlichkeit Eruptivgesteinen.

5. Kontaktlagerstätten. Die wichtigste hierher gehörige Lagerstätte ist die von Reichenstein. Sie gehört meiner Auffassung nach zu den Injektionslagerstätten. Das Feldspat-Augitgestein Websky's, welches als Muttermagma des Serpentins aufzufassen ist, führte die goldhaltigen Arsenerze mit sich herauf und injizierte Teilmagmen in die benachbarten dolomitischen Kalke. Noch zwei andere schlesische Vorkommen gehören wahrscheinlich in diese Gruppe, aber sie sind wohl weniger als Injektionslagerstätten, denn als Exhalationen aufzufassen, ich meine die Kobalt-Arsen-Zinnerzvorkommen von Querbach und Giehren südlich von Friedeberg am Queis, sowie die Arsenerze von Rothenzechau östlich von Schmiedeberg. Beide Vorkommen liegen im Glimmerschiefer. Rothenzechau gerade an der Stelle, wo sowohl eine Gneispartie wie eine Granitpartie mit dem Glimmerschiefer zusammenstößt. Hier könnte man also noch zweifeln, ob der primäre Metallgehalt im Granit oder im Gneis zu suchen sei. Die Vorkommen von Querbach und Giehren aber entscheiden diese Frage mit völliger Sicherheit. Hier ist überhaupt kein Granit vorhanden. Daraus folgt mit Sicherheit, daß der Gneis als der Erzbringer anzusprechen ist. Aus diesem Grunde sind die letztgenannten Vorkommen theoretisch recht bedeutungsvoll, übrigens auch deswegen, weil gerade sie die Frage nach dem Altersverhältnis zwischen Glimmerschiefer und Gneis dahin zu entscheiden scheinen, daß die schlesischen Gneise jünger als die Glimmerschiefer sind.

6. Seifenlagerstätten. Es handelt sich hier um die Goldseifen der Löwenberg—Goldberger Mulde (Liegnitz, Goldberg, Löwenberg, Bunzlau), sowie um diejenigen des Altvatergebirges. Die primären Vorkommen sind wohl einerseits in den kristallinen Gesteinen am Nordabhang des Riesengebirges, sowie in den anschließenden silurischen Schiefern zu suchen, andererseits in den kristallinen Gesteinen des Altvaters (Goldkoppe bei Freiwaldau) und in dem sich anschließenden Devon (der Querberg bei Zuckmantel).

Ich denke damit die wichtigsten schlesischen Erzvorkommen genetisch erschöpft zu haben und möchte sie noch einmal der Übersichtlichkeit halber in nachstehender Tabelle zusammenfassen:

1. Magmatische Ausscheidungen:
   Die Nickelerze von Frankenstein, die Chromerze des Zobtens und der Frankensteiner Berge.
2. Schichtige Lagerstätten:
   Die Magnetite von Schmiedeberg, die Schwefelkiese von Rohnau, die Sphärosiderite des Carbons, des Keupers, des

Jura, der Kreide, des Tertiärs, die alluvialen Raseneisenerze, die Kupfererze im Zechstein von Haasel bei Goldberg und im Rotliegenden von Wernersdorf in Böhmen.

3. Erzgänge:

a) in kristallinen Schiefern: die Kupfergänge in den Amphiboliten von Kupferberg, die Silber-Bleigänge des Eulengebirgsgneises, die Erzgänge am Südabhang des Riesengebirges (Rochlitz, Spindelmühl, Schwarzenthal, Freiheit etc.) im Glimmerschiefer;

b) in Eruptivgesteinen: die Erzgänge in den Porphyren von Altenberg bei Schönau und des Hochwaldes bei Gottesberg.

4. Metasomatische Lagerstätten:

Die Blei-, Zink- und Eisenerze von Beuthen—Tarnowitz; die Eisenerze von Jänkendorf bei Görlitz, Willmannsdorf bei Jauer und Bennisch in Österreichisch-Schlesien.

5. Kontaktlagerstätten:

a) Injektionslagerstätten: die goldhaltigen Arsenerze von Reichenstein.

b) Exhalationen: die Arsenerze von Rothenzechau, die Kobalt-Arsen-Zinnerze von Giehren und Querbach.

6. Seifenlagerstätten: Die Goldseifen der Löwenberg—Goldberger Mulde und die des Altvaters.

Breslau, den 19. Januar 1914.

Zur Frage der Entstehung des Pfahls im bayrischen Wald.

Vorläufige Mitteilung.

Von **H. Ochotzky** und **Beda Sandkühler** in Würzburg.

Vor einer Reihe von Jahren sammelte Herr Professor A. Ries-Bamberg an den verschiedensten Stellen des Pfahls im bayrischen Wald ein äußerst reichhaltiges Material, über welches er aber nur kurze Mitteilungen veröffentlichte, da er in der Folge an der vollständigen Bearbeitung desselben verhindert wurde. Weitaus der größte Teil dieser Sammlung wurde nun von Herrn Prof. Ries in liebenswürdigster Weise uns zu eingehender Bearbeitung zur Verfügung gestellt, wofür wir ihm auch an dieser Stelle nochmals unseren besten Dank aussprechen möchten.

Unter diesem Material befindet sich eine größere Anzahl kaolinisierter Stücke, die sowohl aus der näheren Umgebung des Pfahls als auch mitten aus dem Pfahlquarz selbst stammen. Da bisher in der Literatur auf derartige Vorkommen nicht hingewiesen zu sein scheint, halten wir es für geboten, darüber schon

jetzt zu veröffentlichen, um so mehr, als in einer umfangreichen Arbeit von WEBER („Studien an den Pfahlschiefern", Geognostische Jahreshefte. 23. Jahrgang. 1910) sich folgende Stelle findet, die beweist, daß Kaolinvorkommen am Pfahl bisher unbekannt waren[1]:

„Der Quarzgang selbst soll nach LEHMANN und WOLFF eine Sekretion sein. Nachdem aber, wie RIES gezeigt, die Hälleflinten genau dieselbe chemische Zusammensetzung wie die weiter entfernten gröberen Pfahlgesteine haben, ist an eine Lateralsekretion, die doch eine Auslaugung gewesen wäre, ebensowenig zu denken wie an einen thermalen Prozeß; denn nicht die geringsten Spuren thermaler Tätigkeit, wie Ablagerung von Zeolithen oder Kaolinisierung finden sich in der Umgebung . . . ."

Unter den genannten Stücken befinden sich einige aus dem Nebengestein des Pfahls bei Altrandsberg, die aus fast ganz reinem Kaolin bestehen und nur hin und wieder von unregelmäßig verlaufenden Quarzäderchen durchzogen werden. Ein anderes Stück, mitten aus dem Pfahlquarz nördlich von Viechtach stammend, zeigt ein netzaderförmiges Gewirr von $\frac{1}{2}$—2 cm breiten typischen Pfahlquarzadern, von welchen völlig kaolinisierte Nester umschlossen werden. Offenbar hat man es hier mit einem Bruchstück des Nebengesteins des Pfahls zu tun, das von dem aus der Tiefe kommenden Quarz durchadert und gänzlich kaolinisiert wurde.

Ähnliche Stücke sind in der Sammlung in größerer Anzahl, wobei sich alle Übergänge zwischen halbkaolinisiertem und ganzkaolinisiertem Gestein beobachten lassen. Die halbkaolinisierten Stücke zeigen häufig noch die ursprüngliche Struktur der Pfahlschiefer, sowie rundliche Kaolinflecken, entsprechend den augenartig hervortretenden Feldspaten, welche der Kaolinisierung zuerst anheimgefallen sind. Andere sind so stark in Kaolin umgewandelt, daß sie zwischen den Fingern zu schneeweißem Staub zerfallen.

Besonders auf 3 Vorkommen möchten wir noch hinweisen:

1. Sechs Meter südlich vom Pfahl bei Altrandsberg ist das Nebengestein kaolinisiert und enthält schöne Pseudomorphosen von Brauneisen nach Pyrit. Dabei geht dieses Gestein mit zunehmender Entfernung vom Pfahl in frische typische Pfahlschiefer über, welche noch völlig unversehrte Pyritwürfel enthalten (60 m südlich vom Pfahl).

---

[1] Wie uns nachträglich bekannt wurde, ist allerdings schon von LEHMANN am und im Pfahl Kaolinisierung beobachtet worden, wie er in seinen „Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine" jedoch nur beiläufig erwähnt. (p. 184 und 185.)

2. Im Nebengestein des Pfahlquarzganges bei Altrandsberg befinden sich kaolinisierte Nester, die von 4 cm breiten Quarzgängen umschlossen sind. Manchmal ist der Kaolin teilweise weggeführt, so daß die Stücke ein zellig kavernöses Aussehen haben.

3. Aus dem Pfahl von Altrandsberg selbst liegt ein Einschluß von Pfahlschiefer im Quarz vor, der bei unvollkommener Kaolinisierung reich an Eisenoxyden ist.

Schließlich hat Professor A. Ries, wie er uns in liebenswürdigster Weise mitteilte, bei Viechtach einen Quarzblock beobachtet, der einen kopfgroßen Einschluß von Granit enthielt; letzterer war am Berührungsrand mit Quarz sehr stark kaolinisiert, gegen den Kern zu aber noch relativ frisch.

Diese Beobachtungen sind geeignet, einiges Licht auf die Frage nach der Genesis des Pfahlquarzes zu werfen. Gestützt auf die sich nicht bestätigende Annahme, daß in der Umgebung des Pfahles keine Kaolinisierung und ähnliche Erscheinungen zu beobachten sind, lehnt Weber, wie aus der oben zitierten Stelle hervorgeht, die Erklärung der Entstehung des Pfahles durch thermale Tätigkeit entschieden ab. Durch die hier mitgeteilten Beobachtungen dürfte aber doch die Auffassung des Pfahles als Produkt thermaler Tätigkeit wieder mehr an Wahrscheinlichkeit gewinnen, da ja verschiedene Petrographen, wie Weinschenk [1], Rösler [2] in überzeugender Weise gezeigt haben, daß Kaolinisierung eine Begleiterscheinung der postvulkanischen Prozesse ist.

Die nähere Untersuchung des Pfahles und seiner Nebengesteine, welche zurzeit von einem von uns (Ochotzky) durchgeführt wird, wird wohl noch weitere Aufklärungen zu dieser Frage bringen.

Würzburg, Min.-petrogr. Institut, Dezember 1913.

Personalia.

Habilitiert: Dr. **B. G. Escher** im Haag für angewandte Geologie an der Technischen Hochschule in Delft.

Professor Dr. **H. E. Boeke** in Halle a. S. hat die Berufung auf die neugegründete außerordentliche Professur für Mineralogie und Kristallographie an der Universität Tübingen abgelehnt.

[1] Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. I. 1906. p. 149 ff.

[2] Rösler, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. N. Jahrb. f. Min. etc. 1902.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. April 14553 1914 No. 7

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Beiträge zur Geologie Chinas.

I. Ein neues Vorkommen des Stringocephalenkalkes in Hunan (Südchina).

Von **Fritz Frech**.

Mit 8 Textfiguren.

Über den Stringocephalenkalk von Hunan berichtet Herr Diplom. Berg-Ingenieur Oehmichen (Frankfurt a. M.), dem ich die Untersuchung des Materials verdanke, folgendes:

„Die meist als Durchschnitte der weißen Schalen im schwarzen Kalk erhaltenen Petrefakten habe ich auf einer Reise sammeln können, die mich Ende 1912 von Hankau am Yang-tse über Changsha nach Canton führte. Die Reise durch Hunan, das ich abseits der fast ausschließlich bereisten Wasserwege durchzog, hatte in erster Linie bergbauliche Ziele. Ich machte die Reise gemeinsam mit Herrn Ingenieur M. Esterer.

Die ersten Fundstellen von schlecht erhaltenen Versteinerungen lagen bei den Orten Hângshan südlich von Changsha am Siang-kiang. Von hier konnte ich gleichartige Kalke, die stellenweise die Versteinerungen der Sammlung führten, bis über die Südgrenze von Hunan hinaus, also bis in die Provinz Kwangsi, verfolgen.

Die Verbreitung der mitteldevonischen Kalke erstreckt sich also höchstwahrscheinlich 180—200 km von Norden nach Süden. Die Stücke, die das besondere Interesse der paläontologischen Untersuchung erregt haben, stammen allerdings von einem ziemlich beschränkten Teil dieses Gebietes. Zum großen Teil liegen sie in einem Umkreis von ca. 60 km Radius um den kleinen Ort Kiang-hwa im Süden Hunans.

Nördlich davon scheinen die Korallen in größerer Menge aufzutreten und Brachiopoden im allgemeinen seltener zu sein.

Die Fundstelle, die ich „Richthofenweg“ nannte, ist die Hauptstraße, die von Cenchow ausgehend den Tschöling- (oder Chêling-) Paß überschreitet. Diese Fundstelle liegt also gerade auf der Wasserscheide zwischen dem Yang-tse-Gebiet und dem südchinesischen Meer.

Zu bemerken ist noch, daß es sich, wie sich aus dem Vorstehenden ergibt, nicht um eine einzige Fundstelle am Richthofen-

weg handelt, auf die sich das Endergebnis bezieht, sondern um ein ziemlich ausgedehntes Gebiet, wo überall der Stringocephalenkalk auftritt. Alle Fundstellen liegen in einem Gebiet, über dessen Geologie in aller Kürze folgendes zu sagen ist:

1. Eine mächtige Schichtenreihe stark gefalteter grauer bis dunkler Kalksteine des oberen Mitteldevon sind das vorherrschende Gestein. Daneben treten anscheinend konkordant quarzitische Gesteine und feste Sandsteine auf, die einen großen Teil der hervorragenden Bergzüge bilden. Diese Gesteine habe ich bisher noch nicht näher untersucht.

„2. Als jüngere Sedimente treten eine Serie von Tonschiefern, Sandsteinen etc. auf, die sich durch Kohlenführung auszeichnen; ihnen mag ein Alter wie das der seinerzeit von Richthofen besuchten Anthrazitmulde von Lui-ho zukommen“ (d. h. oberste Dyas).

„3. Endlich ist der seinem Alter nach noch unbestimmte diskordant auflagernde sog. Decksandstein zu erwähnen, der in dem fraglichen Gebiet in zusammenhanglosen Fetzen auftritt“ (und wohl vorwiegend jungtertiär ist).

„Von besonderem Interesse ist für den Süden Hunans das ziemlich verbreitete Auftreten granitischer und porphyrischer Gesteine.“

Über die Durchschnitte weiterer[1] mitteldevonischer Gastropoden aus Hunan ließen sich mit dem Material der hiesigen Sammlung folgende Feststellungen machen:

Ziemlich häufig und charakteristisch sind Durchschnitte von:

Macrocheilos arculatum var. ***subcostata*** Goldf. = *Schlotheimi* d'Archiac und de Verneuil, Trans. Geol. Soc. 2. Serie. 6. Taf. 32 Fig. 2.

Diese hochgetürmte, von dem niedrigen *Macrocheilos arculatum* leicht unterscheidbare Form liegt in einigen bezeichnenden Durchschnitten vor von „30 li südlich Kiang hwa“ und „20 li südlich Kiang hwa“. In diesem Falle genügte der Längsschnitt eines Exemplares aus den oberen Stringocephalenkalken von Bensberg bei Köln, um die Bestimmung sicherzustellen. Diese Feststellung ist ebenso wichtig, als die des *Bellerophon striatus*, weil damit der Beweis einer absoluten Identität zweier häufiger chinesischer Formen mit Arten des europäischen oberen Stringocephalenkalkes erbracht ist.

Vereinzelt, d. h. bisher nur in einem Exemplar, ist *Pleurotomaria delphinuloides*, Trans. Geol. Soc. 2. series. 6. Taf. 33 Fig. 4. Diese bezeichnende Art[2] kommt in Deutschland in vier Varietäten,

[1] Über *Bellerophon* vergl. die vorstehende Mitteilung.

[2] Die Konfusion der „Gattungs“-Namen *Schizostoma* und *Cryptaenia*, auf die *Pleurotomaria delphinuloides* bezogen wurde, hat E. Koken in seinen Studien über die Entwicklung der Gastropoden (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VI. p. 327) beleuchtet.

einer hochgetürmten, zwei dickeren und der typischen niedrigen Form vor. Nur die erstere (hochgetürmte Form) ist vertreten und wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung besonders wichtig.

Die sämtlichen Gastropoden aus den Gattungen *Pleurotomaria*, *Macrocheilos* und *Bellerophon* deuten auf höhere Schichten des Stringocephalenkalkes hin. Wie in China, so kommen auch im westlichen Deutschland und Mähren (Rittberg bei Olmütz) diese großen dickschaligen Formen zusammen mit zahlreichen Korallen vor.

Außer den näher bestimmbaren Arten der Gattung *Bellerophon*, *Macrocheilos* und *Pleurotomaria* finden sich noch nicht näher bestimmbare Durchschnitte von *Loxonema* und *Scalites*.

Pleurotomaria delphinuloides Schlotheim var. nov. *bathyschistus*.

In einem Durchschnitt (Fundort: Richthofen-Weg am Tschöling-paß) findet sich eine fünf Umgänge zeigende *Pleurotomaria* mit weitem Nabel (siehe Fig. 1, p. 196), die der typischen Form des oberen Mitteldevon jedenfalls nahesteht.

Das Originalexemplar aus der Schlotheim'schen Sammlung Schloth. Petrk. Taf. 11 Fig. 4 (Berliner Mus. f. Naturkunde), das unten (Fig. 3, p. 197) abgebildet wird, steht in den Größenverhältnissen zwischen den beiden Abbildungen von d'Archiac und de Verneuil (Trans. Geol. Soc. 2. Serie. 6. Taf. 33 Fig. 4 und Fig. 4 a). Dieses Schlotheim'sche Original entspricht in der Form einigermaßen der Abbildung bei Goldfuss, Petrefacta Germaniae Taf. 18 Fig. 3 a, oder mit anderen Worten: die Wachstumsform der im oberen Rheinischen Mitteldevon in derselben Schicht zusammen vorkommenden Stücke zeigt erhebliche Unterschiede, so daß man eine recht bedeutende Variationsbreite annehmen muß.

Ein wesentlicher Unterschied scheint jedoch den chinesischen Durchschnitt zu kennzeichnen. Das ist die außerordentliche Dicke der Schale, die 5—7 mm beträgt. Gleichzeitig beträgt der Durchschnitt des Lumens der Schale nur 10—11 mm. Doch beruht, wie der Vergleich mit Stücken von Klein Latein in Mähren zeigt, die größere Dicke wesentlich darauf, daß der Durchschnitt des chinesischen Stückes mehr tangential liegt.

Sieht man von diesen Zufälligkeiten der Erhaltung ab, so zeigt die *Pl. delphinuloides* zwei wesentlich verschiedene Formen: eine hochgetürmte, mit tiefer liegendem Schlitzband = Fig. 4 a bei d'Archiac et de Verneuil l. c. und eine Form mit niedrigem Gewinde und hochliegendem Schlitzband = Fig. 4 d'Arch. Vern. Taf. 33. Dieses letztere Exemplar stimmt überein mit dem mir vorliegenden Originalexemplar von Schlotheim (Petrefaktenk. Taf. 11 Fig. 4 a, b, dessen Originaletikette lautet: „*Helicites delphinuloides*

aus d. Steinbrüchen an der Hard bey Gladbach im Bergischen im Übergangskalkstein" [1].

Fig. 1. *Pleurotomaria delphinuloides* var. *bathyschistus* Frech.

Ob. Stringocephalenkalk. Klein Latein bei Olmütz. Coll. Breslau. 1/1. Centraler Längsschnitt.

Tschöling-Paß, Richthofenweg. 1/1. Etwas exzentrischer Längsschnitt.

[1] Diese von Schlotheim's Hand sehr deutlich geschriebene Original-Etikette gestattet die Berichtigung zweier, häufiger Druckfehler. Der Fundort Hard wird in Verwechslung von r statt n vielfach als „Hand" zitiert und dieser Fundort dürfte wohl dem am Büchel bei Bergisch Gladbach liegenden, noch jetzt dieselben Versteinerungen führenden Vorkommen entsprechen, das in der Literatur meist als „Paffrath" zitiert wird.

Die niedrige Form mit hochliegendem Schlitzband und die hochgetürmte Form mit nach unten gerücktem Schlitzband entsprechen, wie erwähnt, dem Typus und der Varietät bei Archiac und Verneuil, während die Goldfuss'sche Abbildung Petr. Germ.

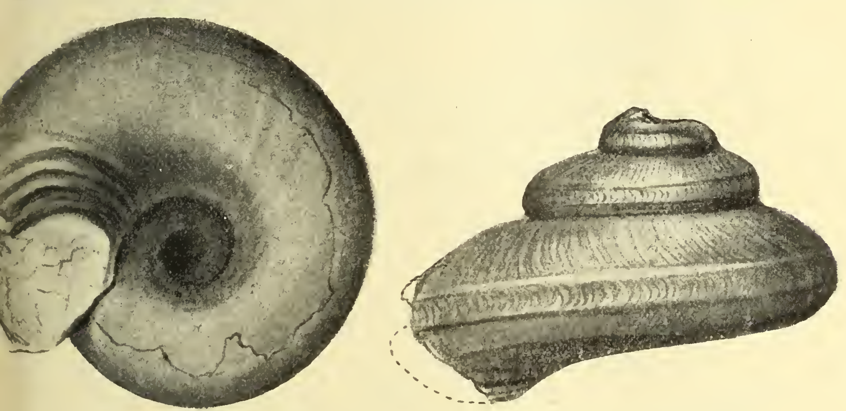


Fig. 2. *Pleurotomaria delphinuloides* Schloth. var. nov. *bathyschistus*.
Ob. Stringocephalenkalk.
Berg.-Gladbach. Museum Breslau. $\frac{1}{1}$.

Taf. 188 Fig. 3 etwa die Mitte zwischen beiden hält. Auch sonst ist die Variabilität so groß, daß kaum ein Stück dem anderen gleich ist; doch möchte ich nur die beiden extremen Formen mit besonderen Namen bezeichnen:

1. weil die Verschiedenheit, wie die nebenstehenden Figuren zeigen, hinlänglich bedeutend ist;

2. weil nur die Form mit tiefliegendem Schlitzband sich bis China (Tschöling-Paß) verbreitet. Wir unterscheiden demnach:



Fig. 3. *Pleurotomaria delphinuloides* Schloth. Original von *Helicites delphinuloides* Schlotheim. Berg.-Gladbach. (Berl. Museum.) $\frac{1}{1}$.



Fig. 4. *Pleurotomaria delphinuloides* Gdf. Typus „Paffrath". (Breslauer Museum.) $\frac{1}{1}$.

1. *Pleurotomaria delphinuloides* Schloth. sp. Typus. Fig. 3, 4.
   Gehäuse niedrig.
   Schlitzband hochgelegen.
   Nabel anfangs weit, dann rasch trichterförmig verengt.
2. var. nov. *bathyschistus*. Fig. 1, 2.
   Gehäuse hoch.
   Schlitzband niedrig gelegen.
   Der weite Nabel langsam und gleichmäßig verengt.

Beide Varietäten kommen zusammen vor und werden auch durch einzelne, wenngleich seltene Übergänge, verbunden (Goldf. Taf. 188 Fig. 3). Die Varietät verbreitet sich bis China (Hunan). Die nur in Europa vorkommende Hauptform kennzeichnet den oberen Stringocephalenkalk.

Macrocheilus arculatum **(Hoeningh.) Goldf. var.** ***subcostata*** **Schloth.** = var. *elongata* Goldf. (Petr. Germ. Taf. 172 Fig. 15b.)

Die sehr variablen Formen der im oberen Stringocephalenkalk vorkommenden Gastropoden aus dem Umkreise des *Macro-*





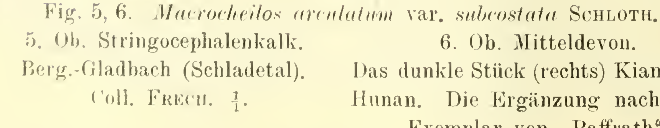


Fig. 5, 6. *Macrocheilos arculatum* var. *subcostata* Schloth.

5. Ob. Stringocephalenkalk. Berg.-Gladbach (Schladetal). Coll. Frech. $\frac{1}{1}$.

6. Ob. Mitteldevon. Das dunkle Stück (rechts) Kiang-hwa, Hunan. Die Ergänzung nach einem Exemplar von „Paffrath".

cheilus arculatum (Hoeningh.) Gf. sind, wie mir scheinen will, in dem Goldfuss'schen Tafelwerk am richtigsten gedeutet worden. Goldfuss bezeichnet die ovale Form Fig. 15a als *M. arculatum*

im engeren Sinne[1]. Von dieser Fig. 15a dürfte das erwachsene, als var. *torosa* bezeichnete Stück (Fig. 15d) wohl kaum zu unterscheiden sein. Dagegen sind drei Varietäten von der Hauptform mit Sicherheit zu trennen und zwar ist die dickbauchige Form var. *ventricosa* (Fig. 15c), von der Form mit treppenförmigen Umgangsnähten var. *carinata* (Fig. 15e) deutlich unterscheidbar, aber doch noch im Bereiche der Variationsbreite gelegen. Auch var. *elongata* (Fig. 15b) = *Buccinum Schlotheimi* d'Arch. Vern. (Description of the Fossils in the older Deposits of the Rhenish Provinces p. 355, Taf. 32 Fig. 2) und = *Buccinites subcostatus* Schlotheim, Petrefaktenk. Taf. 12 Fig. 3) gehört als Varietät noch in die Variationsbreite der im oberen Stringocephalenkalk lebenden, sehr mannigfach gestalteten Formen. Diese stark verlängerte, auch in sich etwas veränderliche Form ist nun dadurch wichtig, daß sie in einigen wohl charakterisierten Durchschnitten in Hunan vorkommt. Die fünf Durchschnitte von einem Fundorte 20 li südlich von Kiang-hwa, zeigen die vollkommenste Übereinstimmung mit *Macrocheilus arculatum* var. *subcostata* Schloth.

Gleich große Stücke von Paffrath bezw. Bergisch Gladbach und Kiang-hwa passen sogar direkt aufeinander. Als Artname ist, den Prioritätsgesetzen folgend, die Bezeichnung zu wählen:

Macrocheilus arculatum (Hoeningh.) Gf. var. *subcostata* Schloth.
= *Buccinites Schlotheimi* d'Arch. Vern. 1840.
= var. *elongata* Goldfuss. 1841.

Die geographische Verbreitung der Varietät erstreckt sich von Devonshire und der Gegend von Köln bis zu der südchinesischen Provinz Hunan.

Auf den unteren Stringocephalenkalk verweist von den zahlreichen Versteinerungen aus Hunan mit Sicherheit nur der folgende *Spirifer aperturatus* Schloth. var. *cuspidata* d'Arch. Vern., der mit Formen von dem bekannten Fundorte Refrath bei Köln vollkommen übereinstimmt:

Sp. aperturatus **Schloth. var. *cuspidata* d'Arch. Vern.**

a) Typus.

1822 *Sp. aperturatus* Schloth., Nachtr. z. Petrefk. Taf. 17 Fig. 1.
1842 *Sp. aperturatus* var. *echinulata* d'Arch. Vern. Transact. geol. Soc. London. Ser. 2. 6. p. 369. Taf. 35 Fig. 8.
1894 *Sp. aperturatus* Gosselet, Mém. de la Soc. géol. du Nord. 4. 1. p. 45 u. 59. Taf. 7 Fig. 66—69.

[1] Über den *Macrocheilos arculatum* Typus vergl. Koken, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VI. p. 446, Anm.

b) var. *cuspidata* d'Arch. Vern.

1842 *Sp. aperturatus* var. *cuspidata* d'Arch. Vern., l. c. Taf. 35 Fig. 7.





Fig. 7. *Spirifer aperturatus* Schloth. var. *cuspidata* d'Arch. Vern. Unt. Stringocephalenkalk. Zwischen Lopin und Kiang-hwa. $\frac{1}{1}$.

1871 *Sp. aperturatus* Quenstedt, Brachiop. Taf. 53 Fig. 56, 57.

1906 *Sp. aperturatus* Gürich, Paläoz. im poln. Mittelgeb. Taf. 9 Fig. 1.

Nach Scupin kann als Unterscheidungsmerkmal von dem nächstverwandten und leicht zu verwechselnden *Spirifer Verneuili* die wenigstens bei einigen Rippen wahrnehmbare Dichotomie sowie der große Abstand der Rippen voneinander dienen, ein Merkmal, das die Art mit *Spirifer Gosseleti* gemein hat.

Unmittelbar an die Hauptform schließt sich die auch mit ihr zusammen vorkommende var. *cuspidata* an. Sie zeichnet sich, wie bekannt, durch die besonders hohe, senkrecht zur kleinen Klappe gestellte flache Area aus. Eine andere Varietät ist die zuerst aus der Eifel bekannt gewordene var. *latestriata* Frech, die sich von der typischen Form dadurch unterscheidet, daß bei ihr die Mittelrippen breiter als die Lateralrippen sind, während bei der Form Schlotheim's das Umgekehrte der Fall ist.

Spirifer aperturatus var. ist der einzige Brachiopod, der außer *Atrypa reticularis* in den schwarzen Kalken von Hunan in ziemlicher Häufigkeit vorkommt. Die Übereinstimmung der mit sehr hoher Area versehenen Form mit der nur bei Refrath und Sombref in Belgien häufig vorkommenden Art bezieht sich auf die wichtigeren oben erwähnten Merkmale; d. h. die chinesischen Formen besitzen verhältnismäßig breite Radialrippen auf den Seiten, während die Radialrippen des Sinus feiner sind. Doch prägt sich ein gewisser Unterschied gegenüber den deutschen Exemplaren darin aus, daß die Stücke von Hunan eine ganz ungewöhnlich hohe und gleichzeitig an der Spitze eingekrümmte Area besitzen. Auch bei den Reffrather Stücken kommen Formen mit sehr hoher Area vor, deren Dicke dementsprechend geringfügig ist. Aber diese hochgewachsenen Formen zeigen dann meistens keine Krümmung des Schnabels. Man könnte somit daran denken, für die

chinesischen Formen eine besondere Varietät mit sehr hoher, aber gleichzeitig gekrümmter Area aufzustellen. Jedoch zeigt der Vergleich zahlreicher deutscher Stücke, daß *Spirifer aperturatus* eine ganz außerordentlich große Variationsbreite besitzt. Ja, man kann sagen, daß sowohl in der Breite wie in der Höhe der Area wie

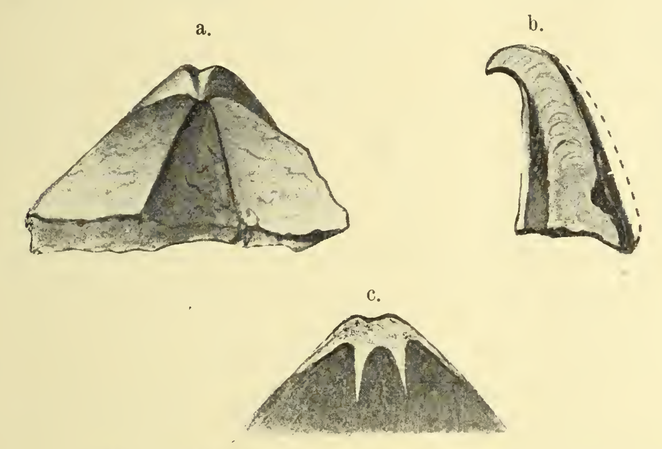


Fig. 8. *Spirifer aperturatus* Schloth. var. *cuspidata* d'Arch. Vern.
Unterer Stringocephalenkalk.
a, b Arealansicht und Querschnitt desselben Exemplars.
c Angeschliffene Schnabelspitze.
100 li NO von Kiang-hwa, Provinzgrenze Nin-yan und Taschao. $\frac{1}{1}$.

in der Entwicklung des Sinus kaum ein Stück dem andern gleicht. Wir haben es also mit einer sehr stark variierenden Form zu tun und aus diesem Grunde möchte ich es vorziehen, die chinesische Form bei der var. *cuspidata* zu belassen.

Fundorte: 100 li nordöstlich von Kiang-hwa; zwischen Lopin und Kiang-hwa.

Zusammenfassung.

Abgesehen von einer Reihe von Korallen, finden sich somit in den schwarzen Kalken des oberen Mitteldevon von Hunan:

1. *Bellerophon striatus* Fér. (sehr häufig).
2. *B. memoria Kokeni* Frech.
3. *Pleurotomaria delphinuloides* d'Arch. Vern. var. nov. *bathyschistus*.
4. *Macrocheilos arculatum* Hoeningh. var. *subcostata* Schloth. (Petr. Germ. Taf. 172 Fig. 15 b).

Alle diese Formen sind sicher bestimmbar und sämtlich bezeichnend für den oberen Stringocephalenkalk von „Paffrath“ recte Bergisch Gladbach und seine Äquivalente.

Außerdem findet sich noch relativ häufig zwischen Lo-pin und Kiang-hwa, sowie 100 li nordöstlich von Kiang-hwa: *Spirifer aperturatus* SCHLOTH. var. *cuspidata* D'ARCH. Diese Form ist mit Sicherheit aus Deutschland nur aus dem untersten Stringocephalenkalk von Refrath sowie vereinzelt aus der Eifel und Belgien (Sombref) bekannt. Sie kommt in Deutschland niemals mit den oben erwähnten Gastropoden zusammen vor und ist — wie sich aus den Fundortsangaben ergibt — auch in China von ihnen getrennt.

Dazu kommen noch verschiedene, bisher nicht näher untersuchte, aber häufige Korallen, wie *Syringopora* sp., *Endophyllum acanthicum* FRECH und *Favosites polymorphus* GOLDF. bei FRECH.

Es gibt auch in Europa ein Vorkommen — die schwarzen Kalke von Klein-Latein und Rittberg bei Olmütz —, das in der Faziesentwicklung diesem für China neuen Vorkommen ähnelt.

Als Endergebnis ist folgendes festzustellen: Am „Richthofenwege“ in Hunan kommt eine schwarze, besonders mit dickschaligen Gastropoden, Korallen und vereinzelten Brachiopoden erfüllte Kalkformation vor, welche der Gesamtheit des europäischen Stringocephalenkalkes, d. h. dem oberen Mitteldevon, äquivalent ist. Diese Feststellung ist um so wichtiger, als Mitteldevon nur aus dem an Zentralasien grenzenden nordwestlichen Teil von China, d. h. aus Kansu und Sz'tschwan, durch LÓCZY bekannt war. Die in den chinesischen Apotheken gebrauchten Brachiopoden aus Yünnan scheinen vorwiegend dem Oberdevon anzugehören, und die aus dem angrenzenden Teil von Indochina und aus Birma beschriebenen Mitteldevonbildungen gehören den *Calceola*-Schichten und nur z. T. dem oberen Mitteldevon an. Ein mächtiges, ausschließlich dem oberen Mitteldevon oder dem Stringocephalenkalk entsprechendes Gebirgsglied war somit bisher aus Südchina überhaupt noch nicht bekannt, und auch abgesehen von dieser Erweiterung der Gesamtkenntnis gehört die Provinz Hunan zu den unbekanntesten Teilen des großen ostasiatischen Reiches.

Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges.

Von **Kurt Pietzsch** in Leipzig.

Mit 5 Textfiguren.

Für die Fragen nach dem Alter und der Genesis des erzgebirgischen Gneissystems haben die den Gneisen und Glimmerschiefern an vielen Stellen eingeschalteten sog. „dichten Gneise“ große Bedeutung. Schon im Handstück gemahnen viele von ihnen an kristallinische Grauwacken oder an Hornfelse, also an metamorphe

klastische Gesteine. Namentlich ist es die geröllführende Abart der „dichten Gneise“, welche den sedimentären Ursprung dieser Glieder des erzgebirgischen Gneissystems aufs deutlichste vor Augen führt. Die „geröllführenden Gneise“ des Erzgebirges besitzen im nördlichen Sachsen ein Analogon in den „geröllführenden kristallinen Grauwacken“ der Strehlaer Berge, und mit beiden haben gewisse konglomeratische Schichten die größte Ähnlichkeit, die südlich von Dresden in der „Weesensteiner Grauwackenformation“ auftreten. Das geologische Alter der genannten Gesteine ist im Laufe der Zeit verschieden beurteilt worden. Neuerdings glaubt man ihnen allen ein culmisches Alter zuschreiben zu müssen [1].

Gelegentlich der Revision der Blätter Tharandt, Kreischa, Pirna und Berggießhübel der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, in deren Bereich auch die Weesensteiner Grauwackenformation fällt, hatte ich Gelegenheit, mich mit den Gneisen des östlichsten Erzgebirges genauer bekannt zu machen. Da ich ferner auf Blatt Berggießhübel ein neues Vorkommen geröllführender dichter Gneise nachweisen konnte, bietet sich mir Anlaß, mich mit der Frage nach dem geologischen Alter dieser Gesteine zu befassen. Denn die besonders von R. Lepsius und C. Gäbert vertretene Auffassung, daß allen den genannten konglomeratischen Gesteinen culmisches Alter zukomme, ist namentlich mit den Lagerungsverhältnissen nicht in Einklang zu bringen. Wie weiter unten gezeigt werden soll, hat die Annahme eines höheren Alters für die dichten Gneise des Erzgebirges viel größere Wahrscheinlichkeit für sich. Auf geologischen Wanderungen im Gebiete der mittelböhmischen Muldenregion lernte ich nun Gesteinsserien kennen, welche mir der größten Beachtung für den Versuch einer Deutung der sedimentären Einschaltungen im erzgebirgischen Gneissystem wert zu sein scheinen.

Als „dichte Gneise“ (gnd der geologischen Spezialkarten von Sachsen) bezeichnet man im sächsischen Erzgebirge feinkörnige bis hornfelsartige, bald lichter, bald dunkler graue Gesteine von dünnschieferigem bis völlig massigem Gefüge, die zuweilen durch hirsekorn- bis erbsengroße, rundliche oder längliche dunkel pigmentierte Partien gefleckt erscheinen und dann den Fleckschiefern der Granitkontakthöfe ähnlich sind. An der Zusammensetzung der dichten Gneise sind vor allem Quarz, Orthoklas, Plagioklase, Biotit und Muscovit in wechselnden Mengenverhältnissen beteiligt. Im Dünnschliff zeigen sie nicht selten die charakteristische Kontaktstruktur, doch lassen sie häufig auch ihre klastische Natur noch aufs deutlichste erkennen, indem ganz unregelmäßig begrenzte Fragmente von Quarz und Feldspäten in dem feinerkörnigen

[1] Vergl. C. Gäbert, Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1907. p. 367 ff.

Grundteig eingesprengt sind. Es bieten sich dann u. d. M. oft Bilder dar, wie sie von kontaktmetamorphen Grauwacken, z. B. von manchen culmischen Grauwacken der Nordlausitz bekannt sind. Die dichten Gneise bilden mehr oder minder mächtige linsenförmige Einschaltungen sowohl in Biotitgneisen, wie auch in Muscovitgneisen. Dem umgebenden Gestein sind sie nicht nur stets völlig konkordant eingefügt, sondern häufig mit ihm auch durch ganz allmähliche Übergänge aufs innigste verknüpft. Den tiefsten, nur aus Orthogneisen aufgebauten Zonen des erzgebirgischen Gneismassivs, z. B. dem inneren Teile der Freiberger Kuppel und dem Glashütte—Fürstenwalder Gneisareal (Gnb und Gnx der geologischen Übersichtskarte von Sachsen i. M. 1 : 250 000) fehlen Einlagerungen dichter Gneise wie überhaupt solche sedimentärer Natur vollständig. Dagegen treten sie in großer Zahl in den höheren Horizonten des grauen (Freiberger) Gneises auf und ermöglichen in diesem die Abtrennung einer „oberen Stufe“ (gn der Übersichtskarte), die sich mit dem gleichen charakteristischen Merkmal nach SW und S hin als sog. Annaberg—Marienberger Gneis fortsetzt. In dem zwischen Preßnitz—Kupferberg und Sebastiansberg—Komotau liegenden Gebiete dieser Stufe besitzen die dichten Gneise in engster Verknüpfung mit glimmerreichen, phyllitartigen Schiefergesteinen ihre größte Verbreitung. Auch den Muscovitgneisen sind dichte Gneise in zahlreichen Vorkommen eingeschaltet, wie schon ein Blick auf die Übersichtskarte von Sachsen zeigt. Nur in den Gebieten der vorherrschend grobflaserigen roten Gneise (Gnm), z. B. in der Reitzenhain—Katharinaberger Kuppel, also in der tiefsten Zone der „jüngeren Gneisformation“ Gäbert's, fehlen derartige Einschaltungen völlig. In der das zusammenhängende Gneisareal des Erzgebirges umgürtenden Glimmerschieferzone kommen dichte Gneise ebenfalls noch zahlreich vor, sind aber hier stets mit gneisartigen Gesteinen[1] (besonders Muscovitgneisen und Gneisglimmerschiefern) oder mit Granatglimmerfelsen[2] vergesellschaftet; niemals sind sie dem normalen Glimmerschiefer direkt eingelagert. Ebenso fehlen die dichten Gneise durchaus in der Phyllitzone des Erzgebirges.

Bei der geröllеführenden Varietät stellen sich in einer Grundmasse, die in allen ihren Eigenschaften vollkommen mit der Gesteinsmasse der dichten Gneise übereinstimmt, Gerölle ein, die aber meist nur vereinzelt liegen und nur bisweilen so häufig werden, daß man Konglomerate vor sich hat[3]. Die Gerölle werden

[1] Vergl. die Sektionen Wiesenthal und Elterlein der geol. Spez.-Karte von Sachsen i. M. 1 : 25 000.

[2] Vergl. die Sektionen Augustusburg (Schellenberg)—Flöha und Brand—Oderan.

[3] Weil wirkliche Konglomerate unter den beschriebenen Gesteinen selten sind, empfiehlt es sich, diesen Ausdruck zu vermeiden und statt

bis über faustgroß und sind oft noch wohl gerundet, vielfach haben sie aber im Gebirgsdruck, bezw. bei der Metamorphose Deformierungen erlitten. In diesem Falle sind sie mit dem umschließenden Gestein gewöhnlich auch innig verwachsen, während sie sonst von einem feinen glimmerigen Häutchen bedeckt zu sein pflegen und sich dann beim Zerschlagen der Gesteinsstücke leicht aus dem Zusammenhang herauslösen, wie es namentlich Belegstücke von Hammer — Obermittweida so überaus charakteristisch zeigen. Ihrer Gesteinsnatur nach gehören die Gerölle namentlich Graniten und Quarziten an, denen sich noch Gneise, porphyrartige Gesteine und Quarz beigesellen; nur vereinzelt ist Kalkstein gefunden worden. Die Gerölle sind von der Metamorphose, welche das Zement der Konglomerate zu dichten Gneisen umwandelte, keineswegs verschont geblieben; sie haben nämlich nicht nur Deformierungen der äußeren Gestalt, sondern auch Umwandlungen des kristallinen Gefüges erfahren, worauf schon J. Lehmann nachdrücklich hinweist [1].

Obwohl die dichten Gneise eine außerordentlich weite Verbreitung im erzgebirgischen Gneismassiv besitzen, ist die geröllführende Varietät bisher nur von verhältnismäßig wenigen Stellen bekannt geworden, nämlich einerseits von den Sektionen Elterlein — Buchholz (Fundort: Hammer Obermittweida), Wiesenthal und Augustusburg — Flöha, wo sie Gneisen der Glimmerschieferzone eingeschaltet ist, andererseits von den Sektionen Kupferberg, Sayda und Marienberg — Wolkenstein, wo sie im eigentlichen Gneissystem auftritt. Alle diese Vorkommen gehören dem mittleren oder westlichen Teile des erzgebirgischen Gneismassivs an. Aus dessen östlichen Gebieten waren bisher geröllführende Gneise noch nicht bekannt. Es ist daher nicht ohne Interesse, daß sich gelegentlich der Revision des Blattes Berggießhübel der geologischen Spezialkarte von Sachsen derartige Gesteine auch im äußersten Osten des erzgebirgischen Gneismassivs feststellen ließen.

Längs der Ostgrenze des Erzgebirges treten bei den Orten Herbergen, Göppersdorf — Wingendorf und Hartmannsbach [2] an

dessen den Ausdruck „geröllführende" Glimmerschiefer (bezw. Gneise) anzuwenden, da durch diese Wendung gleichzeitig angedeutet wird, daß die Gerölle einzeln in einer feinerkörnigen Grundmasse liegen.

[1] J. Lehmann, Untersuchung über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine. p. 132 ff.

[2] Die im Gottleubatale bei Nieder-Hartmannsbach an den Gottleubaer Turmalingranit angrenzende phyllitartige und die massige Varietät der dichten Gneise sind auf der 1. Aufl. des Blattes Berggießhübel als Phyllit bezw. Quarzit zur Phyllitformation gestellt worden. Jedoch gehören sie, wie schon C. Gäbert (a. a. O. p. 362) angibt, zur Gneisformation, da sie mit den übrigen dichten Gneisen übereinstimmen, mit den sonst im Elbtalschiefersystem auftretenden Phylliten und Quarziten der Phyllitformation aber nach ihrer petrographischen Zusammensetzung keine Ähnlichkeit haben.

mehreren Stellen (vergl. die Kartenskizze Fig. 1) als Einschaltungen in kleinkörnig-schuppigen Biotitgneisen, die der oberen Stufe der Freiberger Gneise angehören, dichte Gneise auf, wie dies schon von R. Beck gelegentlich der ersten Aufnahme des Blattes Berggießhübel festgestellt wurde. Es sind im frischen Zustande verhältnismäßig hellgraue, im angewitterten mehr bräunlich- bis grünlichgraue Gesteine, die bald den Eindruck feinkörnig-schiefriger Grauwacken-

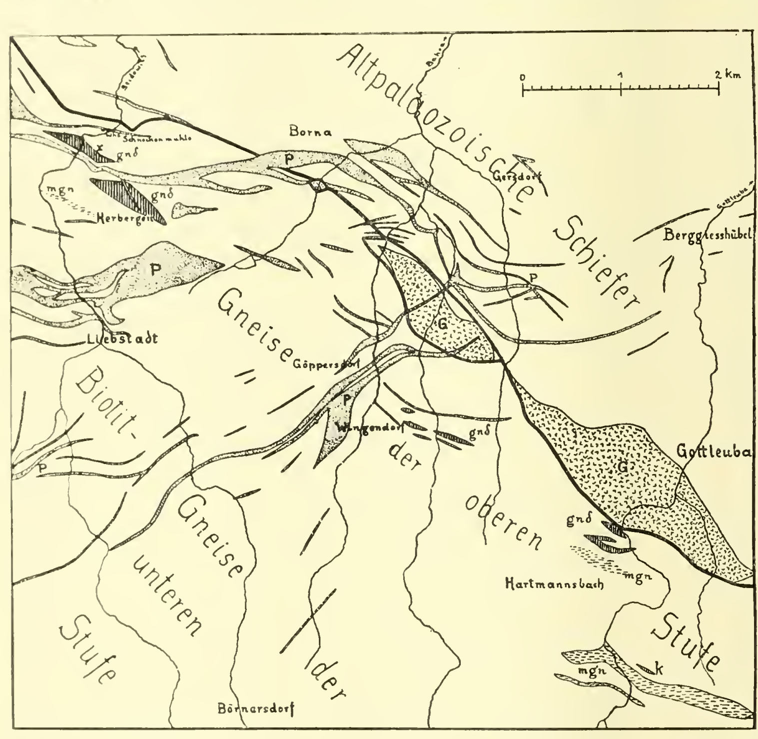


Fig. 1. Die Verbreitung der dichten Gneise am Ostrande des Erzgebirges (1 : 75000). — gnδ = dichter Gneis, mgn = Muscovitgneis, k = kristalliner Kalkstein, G = Granit, P = Porphyr.

sandsteine machen (Wingendorf), bald hornfelsartig dicht erscheinen (Nieder-Hartmannsbach), bald auch recht glimmerreich sind und dann ein phyllitartiges Aussehen besitzen (Nieder-Hartmannsbach). Sie sind meist dünnspaltend und tragen auf den Spaltflächen häufig bis millimetergroße Muscovitschüppchen, so daß sie dadurch gewissen Varietäten der Muscovitgneise recht ähnlich werden (O. von Wingendorf). U. d. M. tragen sie die gleichen Merkmale zur Schau, wie die anderen dichten Gneise des Erzgebirges. Der Gehalt an Feldspat schwankt beträchtlich, in einigen Vorkommen

tritt er gegen den Quarz sehr stark zurück (Wingendorf, Nieder-Hartmannsbach). Der Quarz enthält zuweilen, wie dies für Kontaktgesteine charakteristisch ist, jene eigentümlichen eiförmigen Einschlüsse von Biotit. Auch Porphyroblasten von Granat wurden beobachtet (Schneckenmühle bei Herbergen). Die Gesteine lassen also deutlich kontaktmetamorphische Einwirkungen erkennen; ihr im Handstück so sehr klastischer Habitus tritt im wesentlichen erst bei der Anwitterung des Gesteins hervor.

Als geröllführend erwies sich nun von diesen dichten Gneisen des östlichen Erzgebirges lediglich das nördlichste der beiden Vorkommen bei Herbergen, welches vom Seidewitztal durchschnitten wird. Eine scharfe Grenze der Einlagerung gegen den kleinkörnig-schuppigen Gneis konnte nicht festgestellt werden; vielmehr ist dieser ebenfalls als ein aus grauwackenartigem Sediment hervorgegangener Paragneis aufzufassen. In dem Felsen, welcher südwestlich der Schneckenmühle oberhalb der scharfen Biegung des Tales in die nach Liebstadt führende Straße vorspringt, streicht der dichte Gneis N 60^0 W und fällt mit 50^0 nach NO ein. Mit den gleichen Werten für Streichen und Fallen setzt sich das Gestein jenseits der Seidewitz fort und läßt sich nach Osten zu über einen felsigen Rücken hinweg bis über den von der Schneckenmühle nach Herbergen führenden Weg verfolgen. In den Felsen in der Nähe dieses Weges ist das Gestein mehrfach gestaucht und streicht in den südlichsten Felsen ungefähr O—W bei steilem (65^0) Einfallen nach Norden. Hier ist es auch, wo der dichte Gneis geröllführend angetroffen wurde. Man findet die betreffende Stelle, wenn man von der Seidewitztalstraße aus etwa 300 Schritt nach Herbergen zu geht; an dem steilen Gehänge rechts, welches zurzeit mit hohem Nadelwald bedeckt ist, steht der dichte Gneis in zahlreichen Felsen an. Er birgt hier nicht selten langlinsenförmige oder rundliche „Einschlüsse“, die sich bei genauerer Untersuchung als z. T. gestreckte und deformierte Gerölle erweisen. Auch unter den lockeren Blöcken, die den Abhang bedecken, findet man viele typische Stücke. Wenn auch die Geröllführung an einer ganzen Reihe von Felsen festgestellt werden konnte, so gestatten die Aufschlüsse doch kein Urteil über die Mächtigkeit der geröllführenden Zone oder Zonen. Die Gerölle liegen nur einzeln in der Gesteinsmasse und häufen sich nirgends so, daß man von einem Konglomerat reden könnte.

Nach seiner petrographischen Beschaffenheit ist der dichte Gneis, welcher die Gerölle einschließt, aus einem feinkörnig-schiefrigen Grauwackensandstein hervorgegangen. Das Gestein besteht aus 1—2 mm dicken Lagen, welche der alten Schichtung entsprechen; ihre Trennungsflächen sind reichlich mit Glimmerblättchen bezw. -bestegen ausgestattet; das Gestein pflegt daher nach ihnen gut zu spalten. Auf dem Querbruche erkennt man

im Handstück oft eine flachwellige Faltung, ebenso auch häufig eine Streckung des Gesteins, die sich vor allem in der Form der Gerölle sehr deutlich ausdrückt. Zwar kommen meist gut gerundete oder unregelmäßig rundliche Gerölle vor, andere jedoch sind zu ellipsoidischen Körpern ausgepreßt, die bisweilen sogar in der Richtung der Streckung etwas zugespitzte Enden besitzen. Daneben kommen auch zahlreiche lange und flache Geschiebe vor, die einem schwarzen quarzitischen Schiefer angehören und ihre Gestalt schon von Anfang an besessen haben. Selbst aus dem angewitterten Gestein lassen sich die Gerölle niemals vollkommen unversehrt herauslösen; stets bleiben namentlich an den äquatorialen Teilen der gepreßten Gerölle noch Teile des dichten Gneises haften. Es ist hier eine gewisse engere Verwachsung der Gerölle mit der umgebenden Gesteinsmasse eingetreten.

Was die Größe der Gerölle anlangt, so besitzt das größte aufgefundene Stück etwa die Abmessungen $6 \times 7 \times 10$ cm; die langgestreckten haben natürlich geringere Dicke, dafür aber größere Breite.

Ihrer Gesteinsnatur nach bestehen die Gerölle meist aus Quarz, einem feinkörnigen schwarzen Quarzit, sowie aus granitischen und porphyrischen Gesteinen. Sie alle haben bei der Metamorphose durch Wärme- und Druckwirkungen Veränderungen erfahren, die den ursprünglichen Gesteinscharakter undeutlicher machen mußten.

Seitdem zuerst (1865) durch H. Müller[1] die geröllführenden Gneise zwischen Neudorf und Kretscham-Rothensehma entdeckt und dann (1879) durch A. Sauer diejenigen von Hammer Obermittweida genauer beschrieben wurden, haben diese Gesteine die größte Bedeutung für die genetischen Verhältnisse der kristallinen Schiefer des Erzgebirges gehabt; denn „Gerölle sind nur in Sedimenten oder als Einschlüsse in Eruptivgesteinen möglich" (J. Roth)[2]. Eruptivgesteine liegen aber in den dichten Gneisen nicht vor. Die Entdeckung klastischer Gesteine als Angehörige des Gneissystems erregte seinerzeit begreiflicherweise das größte Aufsehen; und man versuchte daher einerseits, die Obermittweidaer Vorkommen durch Einfaltungen jüngerer Gesteine in die Gneise zu erklären (M'Kenny Hughes)[3]; diese Lösung der Frage mag vielleicht in einzelnen Fällen einmal eine gewisse Wahrscheinlich-

[1] H. Müller, Über den Glimmertrapp in der jüngeren Gneisformation des Erzgebirges. N. Jahrb. f. Min. etc. 1865. p. 11.

[2] J. Roth, Über geröllführende Gneise von Obermittweida im sächsischen Erzgebirge. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Berlin. Jahrg. 1883. II. Halbband. p. 689.

[3] T. M'Kenny Hughes, On the Position of the Obermittweida Conglomerate. Quarterly Journal of the Geological Society of London. 44. 1888. p. 20—24.

keit für sich haben, darf jedoch hinsichtlich der heute bekannten allgemeinen Verbreitung der dichten Gneise (z. B. in der ringförmig gebauten oberen Stufe der Freiberger Gneiskuppel) und ebenso hinsichtlich des Umstandes, daß sämtliche dichte Gneise deutliche Zeichen echter Kontaktmetamorphose an sich tragen, nicht mehr auf Anhänger rechnen. Andererseits vertrat J. Roth die Meinung, man habe die Gerölle von Obermittweida als „Ausscheidungen eines feldspatführenden Schiefers" anzusehen; dieser selbst sei ein Erstarrungsgestein, das noch „vor seiner völligen Erstarrung, also noch in halb plastischem Zustande unter Druck seine Schieferung erhielt". Auch Joh. Lehmann erkennt die von Sauer für die Geröllnatur der „Einschlüsse" angegebenen Gründe nicht als vollkommen stichhaltig an, bezweifelt aber nicht, daß „die als Gerölle gedeuteten Massen in der Tat als gerollte Bruchstücke präexistierender Gesteine angesehen werden müssen". Denn „eine so vollendete ovale Rundung der Umrisse, welcher keine innere Strukturflächen parallel gehen, an verschiedenartigem Material (Granit, Gneis, Quarzit) kann doch wohl nur auf Geschiebe bezogen werden, zumal diese Umgrenzungen völlig glatt erscheinen" [1].

Ist es nun heute nach aller petrographischen Erfahrung nicht mehr zu bezweifeln, daß den gerölleführenden und überhaupt den dichten Gneisen echte sedimentogene Gesteine zugrunde liegen, so stößt doch eine Bestimmung ihres geologischen Alters auf erhebliche Schwierigkeiten und hat sich mit dem Wechsel der Anschauungen über die Genesis des erzgebirgischen Gneismassivs auch ganz erheblich geändert. Solange man in dem Gneis-, Glimmerschiefer- und Phyllitsystem des Erzgebirges Angehörige einer Urgneis- und Urschieferformation sah, mußten die an klastischen Bestandteilen mehr oder minder reichen dichten Gneise „gewissermaßen als archäische Analoga der paläozoischen Grauwacken" aufgefaßt werden [2]. Sie stammten, wie es H. Credner in damaliger Zeit auszudrücken pflegte, aus einer Zeit, in welcher die Natur noch nicht verlernt hatte, Gneise zu bilden. Inzwischen hat sich nun ein Umschwung in den Anschauungen über die Entstehung der kristallinen Schiefer vollzogen, und wenn auch noch keine Einigung über die Kardinalfrage erzielt ist, ob Gneise direkt aus dem Schmelzfluß auskristallisieren können oder nicht, so ist doch als gesichert zu betrachten, daß in vielen Gneisen des Erzgebirges Erstarrungsgesteine vorliegen, die ihrerseits jünger sind als die Gesteine des Schiefermantels und auch jünger als das Material, welches manchen anderen Gneisen [3] (Paragneisen, z. B. den dichten Gneisen) zugrunde liegt. Letztere werden demgemäß als

[1] J. Lehmann, a. a. O. p. 129.

[2] A. Sauer, Erläuterungen zu Sektion Kupferberg. (1882.) p. 19.

[3] Gäbert hält im Gegensatz dazu alle Gneise des Erzgebirges mit Ausnahme der Gruppe der „dichten Gneise" für eruptiv.

alte Sedimente aufgefaßt, welche ihre gegenwärtige Erscheinungsweise wesentlich einer von den intrusiven Gneisen ausgehenden Metamorphose verdanken.

Bei den Versuchen, das **geologische Alter** dieser den dichten Gneisen zugrunde liegenden Sedimente zu bestimmen, hat man sich besonders an die geröllführenden Abarten gehalten, zu denen Analoga in dem kristallinen Gebiete der Strehlaer Berge bei Oschatz und in der kontaktmetamorphen Weesensteiner Grauwackenformation unweit Dresden bekannt waren. Auf die Ähnlichkeit aller dieser Gesteine machte besonders R. Lepsius aufmerksam, dem sich dann C. Gäbert durchaus anschloß. Beide weisen ferner auf die frappante Übereinstimmung dieser konglomeratischen Gesteine mit gewissen Bildungen des vogtländisch-ostthüringischen Culms hin; und Gäbert basiert sogar auf dem „bis jetzt zwar nicht einwandfrei erwiesenen, aber doch höchst wahrscheinlich zu Recht bestehenden Culmalter der in der Gneisformation eingeschalteten Grauwacken- und Konglomeratschollen" (dichten Gneisen) den Schluß, daß „die Eruption des erzgebirgischen Gneises frühestens am Ende der Kulmperiode erfolgt" sei [1]. Daß gewisse erzgebirgische Gneise (die roten und die amphoteren Gneise) jünger als Untersilur seien, ja vielleicht sogar erst während oder nach der Culmperiode emporgedrungen seien, hatte H. Müller bereits im Jahre 1865 geäußert [2].

Die Ansicht von dem culmischen Alter des Ausgangsmaterials der dichten Gneise ist gegenwärtig als die herrschende zu betrachten. Die Gründe für diese Meinung sind vor allen Dingen darin zu suchen, daß polymikte Grauwacken und Konglomerate, wie sie den entsprechenden dichten Gneisen zugrunde liegen müssen, im benachbarten Vogtland und Ostthüringen einzig und allein im Culm gefunden werden, und daß sie dort allen älteren Komplexen durchaus fehlen. Zwar treten auch im Devon schon Grauwacken und Konglomerate [3] auf, doch spielen sie hier nur eine sehr untergeordnete Rolle, während in mächtigen Culmkomplexen vorwiegend Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Grauwacken, denen sich lokal auch Konglomerate einschalten, miteinander durch unendlich häufig wiederholte Wechsellagerung verknüpft sind.

Scheint schon dieses Fehlen echter Grauwacken und Konglomerate in älteren Schichten als Culm für ein culmisches Alter der zweifellos aus Grauwacken hervorgegangenen dichten Gneise zu sprechen, so kommt dazu noch deren petrographische Übereinstimmung

[1] Gäbert, a. a. O., p. 368.

[2] Vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1865. p. 12.

[3] Lepsius, Geologie von Deutschland. II. Teil p. 32. — Nach einer privaten Mitteilung ist übrigens E. Weise geneigt, die bisher dem Mitteldevon zugerechneten Grauwackensandsteine und Konglomerate (Sektion Ölsnitz—Bergen) in den Culm zu stellen.

mit echten culmischen Gesteinen, z. B. mit den z. T. kontaktmetamorphen Grauwacken der Nordlausitz, deren culmisches Alter durch Einlagerung von Kohlenkalk bei Kunnersdorf [1] und neuerdings durch pflanzliche Reste [2] völlig gesichert ist. Diese petrographische Übereinstimmung geht so weit, daß man nebeneinander liegende Handstücke gewisser Grauwackenhornfelse (gnδ) des Erzgebirges und kristalliner Grauwacken aus dem Lausitzer Culm miteinander verwechseln kann, und daß sich auch im Dünnschliff, abgesehen von geringen durch die Metamorphose erzeugten Differenzen, kaum merkliche Unterschiede ergeben. E. Weise und E. Zimmermann, zwei ausgezeichnete Kenner des vogtländisch-ostthüringischen Culms, an welche Gäbert eine größere Suite typischer Vorkommen der Grauwacken- und Konglomeratgesteine aus der Gneis- und Glimmerschieferzone des Erzgebirges ohne Etikettierung sandte, sprachen sich deshalb in ihrer Bestimmung fast bei allen Gesteinen dahin aus, daß es sich um „Kulm, Kulmkonglomerat, metamorphe Kulmgrauwacke" handele; nur bei einigen wenigen Stücken waren Zweifel angedeutet, daß sie eventuell dem Devon und Silur angehören könnten [3].

Sprechen demnach verschiedene Gründe für das culmische Alter der dichten Gneise des Erzgebirges, so lassen sich doch aus ihrem geologischen Verbande Gründe gegen diese Bestimmung namhaft machen. Diese Gegengründe ergeben sich z. T. gerade aus der von R. Lepsius vorgetragenen Ansicht über die Bildungs- und Lagerungsform der „Gneislakkolithen". (Schluß folgt.)

Zur Theorie der Osentstehung.

Von **H. Philipp** in Greifswald.

Mit 3 Textfiguren.

Auf Grund von Beobachtungen am Oberaargletscher bin ich vor zwei Jahren für eine neue Auffassung über die Entstehung der Osar eingetreten [4]. Es hatte sich aus den damaligen Beobachtungen der Schluß ergeben, daß die Osbildung in zwei Phasen erfolgt: zunächst lagern sich die Schotter in inglazialen Kanälen ab und in der zweiten Phase senken sich diese schutterfüllten Kanäle beim Rückzug des Gletschers allmählich auf den Unter-

[1] K. Pietzsch, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. p. 89.

[2] E. Weise, Beitrag zur Geologie der nordsächsischen Grauwackenformation. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913. p. 587.

[3] Gäbert, a. a. O. p. 367.

[4] H. Philipp, Über ein rezentes alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912. Monatsber. No. 2. p. 68–102.

grund und bilden hier die charakteristischen Geröll- und Kiesrücken. Eine Reihe von Schwierigkeiten, die sich bisher der Erklärung der Osar entgegengestellt hatten, fanden durch die neue Auffassung eine leichte Deutung, vor allem die charakteristische Aufschüttungsform der Osar und ihre oft sehr schwer zu erklärenden Beziehungen zum Untergrund und zu den sie begleitenden Osgräben.

In diesem Jahre hatte ich Gelegenheit, das damals beschriebene Os vom Oberaargletscher von neuem zu beobachten und weiteres Beobachtungsmaterial über den Gegenstand zu sammeln. Dies gibt mir Gelegenheit, auch auf einige Einwände zu erwidern, die mir teils in Veröffentlichungen, teils schriftlich und mündlich gemacht worden sind.

Das im Jahr 1911 beobachtete Os lag damals teilweise noch auf einer Unterlage von Eis; doch ließ sich infolge starker Schuttbedeckung des äußersten Gletscherrandes nicht feststellen [1], wie weit das Eis sich unter den Kies- und Geröllrücken noch hinwegzog. Die diesjährigen Beobachtungen haben ergeben, daß dieses sich damals noch ziemlich weit unter das Os erstreckt haben muß. Diesem Umstand und vor allem dem Austritt des Gletscherbaches (Osgrabens) unmittelbar neben dem Os ist es zuzuschreiben, daß dessen charakteristische Form inzwischen stark zerstört worden ist.

Da mir von einigen Seiten der Verdacht geäußert wurde, es könne sich eventuell bei diesen auffallenden Rücken und Kuppen, die sehr nahe dem Seitenrand des Gletschers liegen, um Gebilde der Seitenmoräne handeln, so habe ich mit meinem Begleiter, Herrn Dr. Kalb, die Herkunft der Kiese und Gerölle nochmals genau geprüft. Abgesehen davon, daß schon die Natur des Materials deutlich auf fluviatilen Ursprung hinwies, also an Oberflächenmoräne nicht gedacht werden konnte, ließ sich auch diesmal wieder einwandfrei feststellen, daß die Sande, Kiese und Gerölle, die kamesartig seitlich vor dem Gletscher aufgehäuft sind, ebenso wie diejenigen des inzwischen stark zerstörten Oses in größerer oder geringerer Entfernung vom Eisrande aus dem Innern des Gletschers ausschmelzen, also inglazialer Herkunft sind. So konnte man direkt oberhalb und seitlich des Gletschertores beobachten, daß die Kiese [2] in einer dicken, seitlich begrenzten Schicht aus dem Eise herausschmolzen, so daß es sich hier nur um Ablagerungen eines ehemaligen, jetzt von oben zusammengequetschten Kanales handeln kann. Da die 1911 gletscheraufwärts in der gleichen Stromlinie

---

[1] a. a. O. S. 75.

[2] Es handelt sich hier um grobes, dicht gepacktes Material, nicht um die feinen, gelegentlich auf den Abscherungsflächen bezw. in den Blaublättern lagernden Sande.

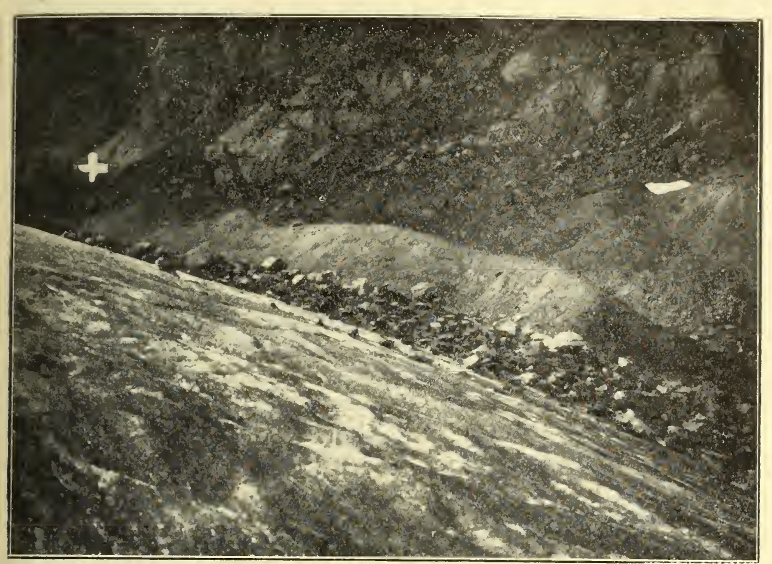


Fig. 1. Philipp phot.
Seitlich gelegenes Os auf dem Oberaargletscher.



Fig. 2. Philipp phot.
Seitlich gelegenes Os auf dem Oberaargletscher
(in der Längsrichtung gesehen).

sichtbaren Kanäle inzwischen, wie nicht anders zu erwarten, durch Ablation zerstört sind, so müssen diese Schottermassen einem tiefer gelegenen Kanale des gleichen Drainagezuges angehören.

Ich konnte nun in diesem Jahre weiter gletscheraufwärts bei ca. 2400 m zwei neue prachtvolle Osrücken beobachten. Beide liegen ebenfalls nahe dem nördlichen Uferrand, auf der Seitenflanke des Gletschers, aber noch oben auf dem Eise, so daß man aus der Ferne diese Rücken unbedingt zunächst als Seitenmoränen ansprechen wird (vergl. Fig. 1 und 2 [1]). Daß es sich aber auch hier um echte fluvioglaziale Bildungen handelt, ist sofort aus dem Aufbau aus Kies und gerolltem Schotter ersichtlich. Sehr charakteristisch ist wieder die schwach wellige Form der Höhen- und Rückenlinie sowie das Verhalten der beiden Rücken zueinander. Der eine, in Fig. 1 und 2 abgebildete Rücken liegt nämlich nicht genau in der Fortsetzung des anderen, sondern setzt in ca. 10 m Abstand seitlich von dem unteren Ende des höher gelegenen ein. Letzterer, in Fig. 2 links im Hintergrund sichtbar, ist ca. 200 m lang und besteht aus ziemlich grobem Material, enthält einen inneren Eiskern und zeigt starke Abrutschungen nach der Nordseite der Talwand zu. Das tiefer gelegene Os ragt, wie aus den Abbildungen ersichtlich, beträchtlich hoch auf und besteht aus grobem Kies von Nuß- bis Faustgröße. Auch dieses enthält noch einen inneren Eiskern, über diesem ist die Kiesbedeckung mindestens anderthalb bis zwei Meter mächtig; die äußere Form ist scharfrückig, die Länge beträgt ca. 80 m. Somit ist die ganze Osbildung zusammen fast 300 m lang, weist also für alpine Verhältnisse recht beträchtliche Dimensionen auf [2]. Auch die Entstehung dieser Osrücken ist nur durch ausgeschmolzene inglaziale Kanäle zu erklären. Daß es sich nicht um Seitenmoränen handeln kann, wurde schon betont, und subglaziale Entstehung ist durch die Lage oben auf dem seitlichen Gletscherrand und durch den inneren Eiskern ausgeschlossen. Gegen supraglaziale Entstehung spricht in erster Linie die Lage auf dem, wie auch aus den Bildern ersichtlich, ziemlich steilen Seitenhang des Gletschers, ferner die Mächtigkeit der Gerölle, die einen für alpine Verhältnisse ungewöhnlich starken supraglazialen Bach voraussetzen würde, ganz abgesehen von einer größeren Anzahl von Querspalten, die gerade hier den Gletscher oberflächlich durchsetzen. Die Lage so nahe dem seitlichen Gletscherrande könnte vielleicht auffällig erscheinen; dies stimmt aber damit überein, daß auch der Gletscherbach seitlich am Fuße des Gletschers austritt und daß sich die gleichen

[1] Mit dem + sind identische Punkte der Felswand bezeichnet.

[2] Es ist anzunehmen, daß auch dieses Os, da es ziemlich hoch auf dem Gletscher liegt, im Laufe der Zeit durch seitliches Abrutschen zerstört bezw. als breiter Kies-Geröllstreifen schließlich abgelagert werden wird. Vergl. p. 220.

Verhältnisse auf der Südseite des Gletschers wiederholen; auch hier tritt ein Gletscherbach an der Seite aus und entsprechend den Schotterhaufen und -rücken auf der Nordseite ziehen sich auch hier Kameshügel und Kiesrücken bis zur Endmoräne hin, wo sie in einem mächtigen Geröllhügel (Kame) von annähernd elliptischer Gestalt und einer Höhe von 8—10 m kulminieren. Bezüglich der lateralen Anordnung der fluvioglazialen Bildungen und des entsprechenden Austritts der Gletscherbäche sei auf die interessanten Feststellungen von O. D. von Engeln hingewiesen [1], daß bei Gletschern von alpinem Typus die Entwässerung sogar in der Regel in den randlichen Partien erfolgt und daß die Abschmelzwässer den Rändern von den zentralen Teilen durch inglaziale Kanäle zugeführt werden.

Bei meinen diesjährigen Begehungen der beiden Aargletscher habe ich auf das Auftreten der inglazialen Kanäle mein spezielles Augenmerk gerichtet, da die Auffassung der inglazialen Entstehung der Osar natürlich mit deren Existenz bezw. Häufigkeit steht und fällt. Ich habe bereits früher darauf hingewiesen [2], daß man zwar an kalbenden Gletschern und Eisbergen häufig diese inglazialen Kanäle beobachten kann, daß sie aber bei normalen, auf dem Festlande ausgehenden Gletschern seltener der Beobachtung zugänglich sein werden. Wie zahlreich sie aber auch dort sind, ergaben die diesjährigen Beobachtungen. So fand sich auf der Nordseite des Unteraargletschers in der terminalen Absturzwand ein sehr schöner leer gelaufener Kanal von ca. 2 m Höhe mitten im Eise, und zwar, was besonders wichtig ist, direkt oberhalb des nördlichen Gletschertores. Ferner zeigte sich gletscheraufwärts bei ca. 2199 m ein tief eingeschnittener Gletscherbach; in Wirklichkeit handelte es sich um einen oberflächlich angeschmolzenen inglazialen Kanal, denn an einigen Stellen öffnete er sich nach oben nur mit einer schmalen Rinne, an anderen aber war er noch völlig mit Eis bedeckt. Einen prachtvollen Einblick in das subglaziale Entwässerungssystem gewann man dann etwas höher bei ca. 2270 m, südlich eines enormen Protoginblockes. Hier öffnete sich ein tiefer, enger Trichter, in diesen mündete von der Seite ein völlig gedeckter, ca. $\frac{1}{2}$ m breiter, $\frac{3}{4}$ m hoher Kanal. Aus diesem stürzte das Wasser abwärts in den Trichter bis zu nicht erkennbarer Tiefe. An der gegenüberliegenden Wand zeigten sich dagegen Reste älterer, jetzt nicht mehr durchströmter Kanäle. In ihrer Längsrichtung folgen diese einem vernarbten, steilstehenden Längsriß, so daß sich auch hier Beziehungen zwischen dem Verlauf der Kanäle und den Abscherungsflächen zu erkennen geben,

---

[1] O. D. von Engeln, Phenomena associated with Glacier Drainage and Wastage. Zeitschr. f. Gletscherkunde. 6. 1911/12. S. 104—150.
[2] a. a. O. p. 109.

worauf ich bereits[1] hingewiesen habe[2]. Die angeführten Beispiele lagen direkt an unserer Gletscherroute und würden sich durch systematisches Absuchen leicht vermehren lassen, sie mögen aber genügen, um auf das Vorhandensein eines ausgedehnten inglazialen Drainagesystems auch in unseren alpinen Gletschern hinzuweisen[3]. Je tiefer die Kanäle liegen, um so größer werden sie sein. Stark schematisiert und auf einen Vertikalschnitt projiziert würde Fig. 3 etwa das Beispiel eines einfachen inglazialen Drainagesystems mit tätigen und außer Funktion gesetzten Röhren darstellen. Wird ein inglazialer, von einem Strudelloch bei A horizontal über B hinaus fortlaufender Kanal in der Richtung B C von einer Querspalte getroffen, so wird das distale, über B hinausreichende Kanalstück in der früher beschriebenen Art[4] trocken gelegt. Der in der Richtung B C entstehende neue Trichter wird sich dann durch Strudelung weiter vertiefen und nacheinander in verschiedener Höhe sich Abflußmöglichkeiten suchen können, z. B. C—D—E, so daß

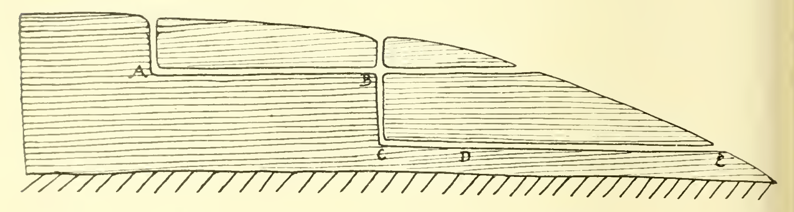


Fig. 3. Schema einer inglazialen Drainage.

einer den Trichter verlassenden Röhre keineswegs immer ein Kanalstück auf der gegenüberliegenden Seite zu entsprechen braucht. Daß bei dem Abfangen durch Querspalten eine seitliche Verlegung des neuen Ablaufrohres stattfinden kann, ist selbstverständlich; sie erklärt die gelegentliche auffallend bajonettartige Knickung mancher Osar[5], wie z. B. auch die Auslenkung der beiden vorbeschriebenen Osarstücke vom Oberaargletscher.

Wie enorm solche Kanäle im Inlandeis werden können, und daß sie hier vollständig genügen würden, um auch Schottermassen von der Mächtigkeit der größten nordeuropäischen Osar aufzu-

[1] a. a. O. p. 101.

[2] Ganz besonders schön treten solche Beziehungen in der Abbildung eines inglazialen Kanals bei von Engeln (a. a. O. p. 115 Fig. 4) zutage, wo der Kanal sich deutlich in dem Niveau der scharf auspeprägten, horizontal liegenden Abscherungsflächen eingegraben hat.

[3] Vergl. auch Agassiz, Système glaciaire. 1847. p. 348—350.

[4] a. a. O. p. 78.

[5] P. G. Krause, Über Oser in Ostpreußen. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1911. **32**. p. 89.

stauen, das zeigt der riesige Tunnel in einem von Hobbs abgebildeten Eisberge[1].

Lassen sich einerseits durch die Annahme inglazialer Entstehung gerade die Schwierigkeiten beheben, die sich den bisherigen Theorien der Osentstehung entgegenstellten, so ergibt sich andererseits scheinbar eine Schwierigkeit, auf die J. Korn in einer kürzlich erschienenen Arbeit[2] besonderes Gewicht gelegt hat: „Vor allem — und das ist einer der Haupteinwände gegen die ganze Theorie von der inglazialen Entstehungsweise dieser Bildungen Norddeutschlands — kann Philipp auf seine Weise nicht erklären, wie im allergrößten Teile der norddeutschen Wallberge die ursprünglich horizontale Aufschüttung des Materiales noch erhalten sein kann." Dieser Einwand scheint auf den ersten Blick berechtigt zu sein, weil bei dem Niederschmelzen in der von mir angegebenen Art, also von der Oberfläche des Gletschers her, immer gewisse Störungen und Abrutschungen, wenigstens randlich, auftreten müssen. Sieht man nun von den Fällen ab, wo diese randlichen Verrutschungen nachträglich durch die Gewässer der Osgräben unterwaschen und abgetragen sind[3], so bleiben die Fälle zu erklären, bei denen überhaupt keine oder nur unwesentliche randliche Verrutschungen stattgefunden haben. Bei meinen Ausführungen hatte ich nur Rücksicht genommen auf die Ausschmelzung der inglazialen Kanäle von oben her, und ich gebe unumwunden zu, daß sich mit dieser die Fälle absolut ungestörter Lagerung schwer vereinbaren lassen. Nun erleiden ja aber die Gletscher nicht nur Abschmelzung von oben her, sondern auch von unten, die keineswegs unterschätzt werden darf. Diese ist allerdings wesentlich schwächer als die Ablation der Gletscheroberfläche, es darf aber nicht übersehen werden, daß sie im Gegensatz zu jener auch im Winter, also das ganze Jahr hindurch, tätig ist und außerdem viel konstanter wirkt, da sie von den jahreszeitlichen und täglichen Temperaturschwankungen unabhängig ist. Bei der Schmelzung von unten her müssen sich demnach die in den Bereich dieser Abschmelzung fallenden inglazialen Kanäle gleichfalls auf den Boden senken und hier ihre Schottermassen ablagern, nur mit dem Unterschied, daß jetzt die Bildung eines inneren Eiskerns und das Abrutschen an dessen Wänden völlig fortfällt. Gerade durch die gleichmäßige und allmähliche Abschmelzung von unten her wird normalerweise jede Störung der inneren Struktur des Oses vermieden werden. Aus theoretischen

[1] W. H. Hobbs, Charact. of existing glaciers. 1911. p. 182. Fig. 99.

[2] J. Korn, Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsform der West-Posener Hochfläche etc. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **34**. 1913. p. 181—205.

[3] H. Philipp, a. a. O. p. 85.

Gründen war geschlossen worden[1], daß die Kanäle sich hauptsächlich in den tieferen Teilen des Gletschers finden werden, und gerade diese tief gelegenen Kanäle werden früher durch die Abschmelzung von unten als von oben her getroffen werden. Eine Abschmelzung von unten her wird im übrigen um so mehr gegenüber der oberflächlichen an Bedeutung gewinnen, je stärker die schmelzende Eisoberfläche sich mit ausschmelzendem Detritus bedeckt, und gerade dies wird beim Rückschmelzen des diluvialen Inlandeisrandes der Fall gewesen sein, worauf ich[2] bereits hingewiesen habe. Daß bei der Abschmelzung von unten her die Beziehungen zum Untergrund und zu den Osgräben die gleichen bleiben wie bei der Oberflächenablation, versteht sich von selbst; nur werden in diesem Fall die ganzen morphologischen Verhältnisse viel deutlicher die ursprünglichen Lagerungsformen innerhalb des geschlängelten Kanales wiedergeben.

Bei solchen von unten her ausgeschmolzenen Osarn wird sich auch besonders leicht die An- und gelegentliche Überlagerung von Moräne erklären, da beim völligen Abschmelzen des Eises das in diesem noch enthaltene Moränenmaterial sich auf dem Rücken absetzen bezw. sich diesem anlagern muß.

A priori wird man somit eine Teilung der Osar in zwei Gruppen vornehmen können, je nachdem sie durch Schmelzung von oben oder von unten her zur definitiven Ablagerung kommen; der letzteren Kategorie wird man alle die Fälle zurechnen müssen, bei denen sehr geringe oder gar keine Lagerungsstörungen auftreten, zu der ersten werden dagegen die umgelagerten Osar und vor allem die „Aufpressungs"- und „Stauosar" zu rechnen sein[3]. Dabei sind wohl Fälle denkbar, „daß oft in demselben Wallberge . . . . ein Teil horizontal geschichtet ist, während ein anderer Teil die Aufpressungserscheinungen zeigt"[4], mit anderen Worten, daß beide Typen gelegentlich innerhalb ein und desselben Oszuges vorkommen. Denn es ist sehr wohl möglich, daß der gleiche Kanalzug, je nach seiner Lage und Neigung zur Ober- bezw. Unterfläche des Gletschers, an einer Stelle von oben, an einer anderen von unten her freigeschmolzen wird. Dies läßt sich leicht an der schematisierten Skizze Fig. 3 beweisen. Angenommen auf den horizontalen Strecken des inglazialen Kanales A—B—C—D—E

[1] a. a. O. p. 101—102.

[2] a. a. O. p. 99.

[3] Natürlich nur, soweit es sich dabei um wirkliche Osar handelt, nicht um tektonisch bedingte Durchragungen, wie es nach den Darstellungen von H. v. Wichdorff (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **64**. 1912. Mon.-Ber. p. 103—108, und Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **30**. 1909. p. 145—155) bei dem Sandrücken von Naugard der Fall zu sein scheint. Für solche Bildungen müßte der Name Os überhaupt fallen.

[4] J. Korn, a. a. O. p. 204.

sei es zur Ablagerung von Schottern gekommen, so werden diese zunächst bei E von oben her freigelegt; bei weiterem Rückzug des Gletschers wird das Stück C—D—E durch Abschmelzung von unten her immer mehr dem Untergrund genähert, bis es schließlich etwa auf der Strecke C—D von unten her frei wird; dagegen kann das Stück A—B wieder von oben her ausschmelzen. Außerdem darf man nicht übersehen, daß auch bei einem nur von unten angeschmolzenen Os gelegentlich Störungen infolge ungleichmäßiger Unterlage auftreten können und müssen.

Ich glaube somit gezeigt zu haben, daß die Einwände Korn's gegen eine inglaziale Entstehung nicht stichhaltig sind und daß die ungestörte Lagerung im Gegenteil gerade sehr leicht durch diese ihre Erklärung findet. Zu welchen Schwierigkeiten dagegen die Spaltentheorie führt, die Korn und mehrere andere Autoren vertreten, zeigen am besten die Ausführungen von Korn selbst [1]. Solche in Serpentinen geschwungenen Spalten, wie sie Korn annimmt und zeichnet, kommen m. W. in der Natur nicht vor; jedenfalls erinnere ich mich nicht, irgend etwas Ähnliches bisher beobachtet zu haben; noch weniger aber wird an typischen klaffenden Längsspalten, denn nur um die kann es sich ja bei den Korn'schen Darlegungen handeln, eine Bewegung der angenommenen Art stattfinden, ganz abgesehen davon, daß eine solche Bewegung gerade um eine halbe Wellenlinie eine reine Zufälligkeit bedeuten würde. Wollte man aber schließlich alle diese Möglichkeiten noch zugeben, so bliebe der Einwand, daß bei der langsamen Bewegung des Eises der Bach reichlich Zeit hätte, die sich bildenden Verengungen zu überwinden und sein Bett gleichmäßig auszuschmelzen. Welche Länge müßten außerdem bei der z. T. außerordentlichen Erstreckung der Osar diese Spalten gehabt haben. Man darf doch nicht vergessen, daß solche Spalten die Reaktion des Gletschers auf lokale Änderungen des Untergrundes darstellen, ihr Auftreten also auch immer lokal begrenzt ist, und außerdem die Osar, ganz abgesehen von ihrer Länge, ja gerade eine so auffallende Unabhängigkeit von der Konfiguration des Untergrundes aufweisen! Vor allem aber zeigt sich die Unmöglichkeit der Spaltentheorie darin, daß Korn zu der Annahme gezwungen wird, die Osar hätten sich nur im toten Eise bilden können [2]. Es genügt ein Blick auf die De Geer'sche Karte des spätglazialen Südschweden [3], um die Unmöglicheit dieses Gedankens zu zeigen; denn wir müßten dann ja konsequenterweise schließen,

---

[1] Ebenda p. 200 ff.

[2] J. Korn, Die mittelposensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1912. p. 481—482, und a. a. O. 1913. p. 204.

[3] De Geer, Das spätglaziale Südschweden, Karte 1:500000. Schwed. geol. Landesanst. 1910.

daß die ganze Eisbedeckung Südschwedens ein toter Eislappen gewesen sei. Ebenso verleitet die Spaltentheorie Hess von Wichdorff[1] zu der ganz willkürlichen Annahme einer Aufpressung von unten her. Gerade die verworrene, unregelmäßige Lagerung der Sandschicht um den Geschiebemergelkern, wie sie Hess von Wichdorff[2] abbildet, spricht nicht für eine antiklinale Aufpressung, sondern für unregelmäßige Abrutschungen an einem inneren, von Grundmoräne erfüllten Eiskern[3].

Ein anderer, mir von sehr geschätzter Seite geäußerter Einwand betrifft die Beteiligung von marinem Material am Aufbau vieler fennoskandischer Osar. Demgegenüber kann ich nur darauf hinweisen, daß, soweit mir bekannt ist[4], solche marinen Bildungen nicht innerhalb der Osar auftreten, sondern diese bedecken oder flankieren, wie z. B. bei den Deckschichten des bekannten Os von Upsala, „welche später auf mehr geschützten Teilen des Askerns abgesetzt worden sind“[5]. Es handelt sich bei diesen marinen Bildungen einerseits um spät- und postglaziale Absätze, andererseits um nachträgliche Bedeckungen, die eintraten, wenn die Gletscher sich in offenes Wasser vorschoben. Natürlich konnten diese Deckschichten auch bei inglazialer Entstehung der Osar sich auf diesen ablagern, namentlich wenn deren Abschmelzen von der Unterseite her erfolgte.

Zum Schluß sei auf eine Erscheinung eingegangen, die gleichfalls für inglaziale Entstehung spricht, auf den engen Zusammenhang von Osarn, Rollsteinfeldern und Kames. Die Rollsteinfelder „gehen teilweise aus den Åsar durch Verflachung, Auflösung oder Einebnung der Rücken hervor“[6]. Dieses Alternieren bezw. Zusammenauftreten kommt vorzüglich auf der Hummel'schen Karte[7] zum Ausdruck und ist auch sofort bei unserer Entstehungsannahme erklärlich. Die Rollsteinfelder müssen stets dort auftreten, wo die schottererfüllten Kanäle sehr hoch im Eis liegen, also durch oberflächliche Ausschmelzung bereits in ziemlicher Entfernung vom Gletscherende zutage treten. Beim Niederschmelzen müssen die Gerölle durch Abtischen und seitliches Rutschen ähnlich einer ausschmelzenden Innen- oder Mittelmoräne sich immer weiter nach

[1] Hess von Wichdorff, Erl. zu Bl. Groß-Borckenhagen. Preuß. geol. Landesanst. Lief. 170. 1912.

[2] a. a. O. p. 10. Fig. 2.

[3] H. Philipp, a. a. O. p. 94.

[4] Bezüglich der russischen Ostseeprovinzen bin ich Herrn Prof. B. Doss in Riga für freundliche Auskunft sehr zu Dank verpflichtet.

[5] J. P. Gustafson, Über spät- und postglaziale Ablagerungen in der „Sandgropen“ bei Uppsala. Geol. Fören. Förh. 1909. 31. Heft 7. p. 710, und Guide, Intern. Geol. Kongr. Stockholm 1910. No. 17. p. 4.

[6] J. Elbert, Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald. 8. 1904. p. 64.

[7] a. a. O. Taf. I.

den Seiten ausbreiten. Namentlich dort, wo mehrere solcher Kanäle übereinander oder dicht beieinander liegen, wird der Gletscher sich beim Niederschmelzen in breiter Zone mit gerolltem Material bedecken und beim endgültigen Rückzug ein entsprechendes längsgestrecktes Schotterfeld, ein „Rollsteinfeld", vor sich ausbreiten. Hieraus erklärt sich die Breite mancher „Osbildungen" auf der De Geer'schen Karte, wo die Rollsteinfelder von den Osarn nicht getrennt sind, während auf der Hummel'schen Karte diese breiten Felder durch die Signatur sich von den gleichsinnig verlaufenden schmalen Osrücken abheben. Ebenso wird häufig der Fall eintreten können, daß sich diese Gerölldecken auf einen von unten ausgeschmolzenen Osrücken niedersenken und diesen überziehen, so daß sich zu beiden Seiten des Rückens noch breite Geröllfelder ausdehnen, Fälle, wie sie auch aus der Hummel'schen Karte ersichtlich sind.

Wie verhält sich nun bei einer Stillstandslage dies seitlich zerstreute Material der hochgelegenen Kanäle, das beim Rückzug des Gletschers ein Rollsteinfeld geliefert hätte. Hier muß sich natürlich das Material akkumulieren, und zwar der Breite der Beschotterung entsprechend zu tangential gelagerten Kies- bezw. Geröllrücken. Diese sind aber wiederum nichts anderes als die sogenannten Marginalkames[1] und Marginalosar, die speziell in Nordamerika und Finnland in großer Verbreitung auftreten. Daß die radialen Kiesaufschüttungen mit den tangential (marginal) gelegenen auf das engste zusammenhängen, daß die letzteren „trotz ihrer marginalen Lage . . . . als Teile der radialen Rückenlandschaft aufzufassen"[2] sind, wissen wir aus zahlreichen Beobachtungen, eine Erklärung aber gerade dieser quergestellten, oft am Aufbau der Endmoräne sich beteiligenden oder an deren Stelle eintretenden Kies- und Schotterrücken dürfte bei der bisherigen subglazialen Erklärung der Osar auf beträchtliche Schwierigkeiten stoßen. Wie sehr aber die Struktur solcher Marginalosar der hier vertretenen Ansicht entspricht, ergibt sich aus Beobachtungen von J. J. Sederholm am Marginalos von Hyvinge in Finnland[3]: „On y voit une alternance de couches de sable grossier et fin. Les premières forment parfois des enclaves dans les secondes, de sorte qu'on a l'impression nette que ce sable est en quelque sorte tombé du bord du glacier dans l'eau qui s'étalait devant le bord, et où se déposait en même temps le sable à stratification uniforme." Hier zeigt sich also aus dem inneren Aufbau deutlich, daß diese Kiesmassen nicht unter dem Gletscher durch subglaziale Wassermassen abgelagert sein können, sondern von der Oberfläche, bezw. aus dem Innern des Gletschers stammen.

---

[1] Vergl. J. Elbert a. a. O. p. 77.

[2] ebenda.

[3] J. J. Sederholm, Les dépôts quaternaires de la Finlande. Bull. comm. géol. de Finlande. 1911. No. 29. p. 10.

Ebenso variabel werden die Beziehungen der Osar zu den Kames sein müssen. Ich hatte bereits auf die mit der Osbildung des Oberaargletschers in Verbindung stehenden Schotterhaufen (Kames) hingewiesen und zur Erklärung eine Zerstückelung des Oskanals durch Spalten angenommen [1]. Eine Bildung von einzelnen Kieskuppen ist aber auch möglich in einer Stillstandslage. Analog der Bildung von Endmoränen muß sich alsdann vor jedem im Gletscherrand ausmündenden Kanale der beschriebenen Art ein Schotterhügel akkumulieren, so daß je nach der Lage und der Anzahl der Kanäle isolierte oder gruppenförmig angeordnete Kames entstehen. Am Oberaargletscher ist dies vorzüglich zu sehen. Es wurde schon oben erwähnt, das sich hier am südlichen Uferrand vor dem Gletscher Kieshaufen und Rücken bis zur Endmoräne hinziehen und hier in einem mächtigen, ca. 8—10 m hohen Hügel von annähernd elliptischer Form kulminieren. Da dieser, im Bogen der Endmoräne liegende Schotterhügel ziemlich weit vom jetzigen Gletscherrande entfernt ist, so dürfte ein innerer Eiskern hier kaum mehr vorhanden sein, demnach der ganze Hügel aus gerolltem Material bestehen, abgesehen von einigen Geschieben, die oben darauf liegen. Entsprechend wird bei etappenförmigem Rückzug eine Hintereinanderfolge isolierter Kames möglich sein, die durch niedrigere osförmige Stücke in Verbindung stehen.

Überhaupt wird man nie außer acht lassen dürfen, wieviel verschiedene Entwicklungsmöglichkeiten im einzelnen bei inglazialer Entstehung gegeben sind, sei es, daß die Abschmelzung von oben oder von unten her erfolgt. Man wird von Fall zu Fall prüfen müssen, welche dieser Möglichkeiten vorliegt; allen Fällen gemeinsam aber wird die nachträgliche „mise en place“ sein und die hieraus sich ergebenden Beziehungen zum Untergrund.

Die wichtigsten der eben geschilderten Beziehungen zwischen der Lage des inglazialen Kanales, den Abschmelzbedingungen und dem Zustand des Gletschers lassen sich in folgendem Schema zusammenfassen:

Schmelzg. des Kanals	Gletscher im Rückzug	Gletscher stationär
von unten	Os, ungestört	Os
von oben, Kanal tief gelegen	Os, gestört	Kames
von oben, Kanal hoch gelegen	Rollsteinfeld	Marginal-Os

Ich glaube im vorstehenden einige neue Stützpunkte für die Auffassung der inglazialen Osentstehung gegeben und namentlich gezeigt zu haben, wie der tatsächlich bestehende Zusammenhang zwischen Osarn und Kames, Rollsteinfeldern und Marginalosarn auch genetisch eine einfache Lösung durch diese Auffassung findet.

[1] a. a. O. p. 83.

Über einige natürliche Eisenmanganoxyde.

Von Dr. **Gustav Rother** in Steglitz.

Aus dem Referate von A. Himmelbauer[1] über die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie geht hervor, daß die Gele der Eisen- und Manganoxyde durch viele Forscher untersucht sind. Sowohl über die künstlichen wie über die natürlichen ist viel gearbeitet worden. Doch fehlt es bisher an einer Bestimmung, welche erkennen läßt, inwieweit der Kolloidzustand bei natürlichen Eisenmanganoxyden mit denen künstlicher zu vergleichen wäre.

Durch Vermittlung von Prof. Dr. Stremme habe ich drei Eisenmanganoxyde erhalten und mit seiner freundlichen Hilfe teile ich hier die Resultate meiner Untersuchung mit.

Die drei Erzproben sind vom k. k. Berghauptmann Hofrat Dr. Canaval am Zosner-Kogel bei Hüttenberg gesammelt worden.

No. 1 ist ein rotbraunes Gel, untermengt mit Quarzkörnern und Glimmerblättchen. Es kam, nach einer freundlichen Mitteilung von Hofrat Canaval, als eine Guhr im vorderen Teil des Schachnerstollens vor und überdeckte hier die Ulme, so daß man die Lagerungsverhältnisse in diesem Teil des Stollens nicht ermitteln konnte. Der Stollen ist ein alter Schrämmstollen, der zu einem alten Bergbau auf Spateisenstein gehört. Die Erzgänge, welche auch noch Pyrit, Arsenkies, Antimonit, Bleiglanz, Zinkblende führen, durchsetzen gneisige Glimmerschiefer.

No. 2 und 3 stammen aus einem jetzt wieder verstürzten Schurfbau nächst dem Gehöfte Backhofer. Hier kommen Lager von Spateisen, z. T. in Limonit umgewandelt, im Kalkstein vor. Der Limonit führt auch Goethit und Wad. Nr. 2 ist eine trockene, weiche, braune, zerreibliche Masse, No. 3 hartes, dichtes Brauneisen.

Die drei Erze wurden zunächst bei 105° getrocknet. Es verloren:

No. 1 71,90 %, No. 2 2,61 %, No. 3 1,02 % H_2O.

Die Analysen der getrockneten Substanzen ergaben:

	No. 1	No. 2	No. 3
SiO_2	36,62	52,49	9,63
Al_2O_3	8,67	10,75	0,17
Fe_2O_3	19,81	15,78	71,03
MnO	18,70	13,55	5,60
MgO	1,37	—	—
CaO	1,86	—	—
K_2O	2,70	—	—
Glühverlust	10,00	7,26	12,13
Summe	99,73	99,83	98,62
Hygroskopizität	16,67	9,97	1,92

[1] J. G. Linck, Fortschritte der Mineralogie. III. p. 48—52.

Von den drei Erzen ist also der dichte Brauneisenstein No. 3 ein Eisenerz mit etwa 50 % Fe. Obwohl nicht deutlich kristallisiert, hatte es doch die Geleigenschaften verloren. Seine Hygroskopizität war trotz des Wassergehaltes von über 12 % außerordentlich gering. Die Zusammensetzung ist ungefähr 2 Mol. H_2O auf 1 Mol. Fe_2O_3 (genau 1,91 : 1). Ein Teil des Wassers dürfte dem Mangan und der Kieselsäure zukommen. No. 2 ist stark tonig. Bemerkenswert ist die verhältnismäßig hohe Hygroskopizität von 10 %, welche fast genau dem Gesamtwassergehalt entspricht. Diese zeigt, daß die Substanz, obwohl amorph, dennoch einen Teil der Geleigenschaften bewahrt hat. In No. 1 sind Kieselsäure, Tonerde und die Basen als Quarz und Glimmer beigemengt. Diese haben keine Hygroskopizität. Infolgedessen kommt die ganze hohe Hygroskopizität von 16,67 % den 38,5 % an Eisenmanganoxyden zu. Frisch gefälltes Eisenoxydul hatte nach STREMME und AARNIO[1] eine Hygroskopizität von 56,73 %, KAHLBAUM'sches, käufliches Eisenoxydhydrat, ein ziemlich eingetrocknetes Gel, eine solche von 21,30 %. Das Eisenmangangel No. 1 von Hüttenberg dürfte in der Hygroskopizität dem frisch gefällten Eisenoxydgel nahekommen und das ausgetrocknete KAHLBAUM'sche übertreffen. Für No. 2 ist angesichts der erheblichen Tonbeimengung schwer ein Vergleich zu ziehen.

Berlin, im Dezember 1913.

Personalia.

Angenommen: Prof. Dr. **R. Nacken** in Leipzig den Ruf für die neugeschaffene etatsmäßige außerordentliche Professur für Mineralogie in Tübingen.

Ernannt: Dr. **P. Arbenz** zum a.o. Professor der Geologie an der Universität Bern. — Dr. **A. Buxtorf** zum a.o. Professor der Geologie und Paläontologie in Basel. — Geh. Bergrat Dr. **Keilhack** zum Dirigenten der Flachlands-Abteilung der Kgl. Geol. Landesanstalt Berlin an Stelle des verstorbenen Geh. Bergrats Dr. WAHNSCHAFFE. — Der Bezirksgeologe Dr. **Johannes Korn** zum Landesgeologen an der Preuß. Geol. Landesanstalt und der außeretatsmäßige Geologe an derselben Anstalt, Dr. **Oskar Grupe**, zum Bezirksgeologen. — Dr. **F. Etzold** (Leipzig) zum sächsischen Landesgeologen. — Dr. **Axel Schmidt** (Stuttgart) zum 1. Assistenten in der Geologischen Abteilung des Statistischen Landesamts.

Habilitiert: Dr. **Th. Brandes** als Privatdozent für Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig.

Gestorben: Dr. **Tempest Anderson** (York, Engl.), Dozent für Vulkanologie am 26. August 1913. Besonders bekannt durch seine Vulkanstudien.

[1] H. STREMME und B. AARNIO, Zeitschr. prakt. Geol. 1911. p. 346.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. April 14553 1914 No. 8

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges.

Von **Kurt Pietzsch** in Leipzig.

Mit 5 Textfiguren.

(Schluß.)

Nach Lepsius[1] liegen die Gneise des Erzgebirges mit dem Schiefermantel völlig konkordant, während die jüngeren Granite (z. B. Kirchberger Granit, Eibenstocker Massiv) das Schiefergebirge diskordant zur Schichtung durchbrechen. Die Gneisgranite („konkordante Granite") wölbten nach seiner Ansicht die Schieferhülle flach empor; die von der Hülle abblätternden Schieferschichten sanken dabei in das eruptive Magma ein und wurden von ihm absorbiert, wobei sie „dem Granite ihre konkordante Schichtung in Form der bekannten Gneisflaserung mitteilten" und eben auf diese Weise das erzeugten, was wir Gneis nennen. „Die Glimmerschieferzone würde dann den inneren, die Phyllite den äußeren kontaktmetamorphen Hof der gneisgranitischen Lakkolithen darstellen." „Die Schiefer der Urgneis- und der Glimmerschieferformation des sächsischen Erzgebirges würden demnach keinem besonderen Schichtensystem angehören, welches sehr viel älter als die Phyllite wäre, sondern nur den zu Glimmerschiefer (resp. auch zu gewissen Gneisen) durch die Granite umgewandelten tieferen Teil der Phyllitformation darstellen; daher die konkordante Schichtung vom tiefsten Freiberger Gneise an durch die Glimmerschiefer bis zum Phyllit, Kambrium und Silur; erst von Devon und Karbon an sind Diskordanzen nachzuweisen; hier zuerst beginnen infolgedessen auch Geröllhorizonte und Konglomerate sich einzustellen[2]." Die dichten Gneise sind also nach Lepsius als nicht völlig eingeschmolzene und umkristallisierte Reste s e h r t i e f e r Glieder der von dem aufdringenden Magma umgeschmolzenen Sedimenthülle anzusehen.

C. Gäbert weicht von dieser durch Lepsius vertretenen Meinung insofern ab, als er eine Einschmelzung der abblätternden tiefsten Schichten der Schieferhülle ablehnt und auch die Gneise

[1] Geologie von Deutschland. II. p. 105—107 und Geol. Rundschau. 1912. p. 1—6.

[2] Lepsius, Geologie von Deutschland. II. p. 107.

der höheren Stufe des erzgebirgischen Gneissystems sämtlich für eruptiv erklärt. Die Auffassung der dichten Gneise als „konkordante Einlagerungen" beruht nach ihm auf einem Irrtum, „dadurch hervorgerufen, daß sich die Plattung der eruptiven Gneise vollkommen den Schichtflächen der mit ihnen in Kontakt geratenen Sedimentmassen anschmiegt. Die letzteren müssen als im Gneise gewissermaßen schwebende Schollen aufgefaßt werden und repräsentieren als solche Reste eines ehemals die gesamte Gneisformation verhüllt habenden Schiefergebirges (Dach), in welches das Gneismagma von unten her injiziert wurde. Dabei blätterte das Schiefergebirge auf, seine tiefsten Horizonte (Schalen) lösten sich völlig von dem Dache los, und in letzteres selbst drang das Gneismagma in Gestalt von Lagergängen ein, dabei eine Parallelstruktur annehmend, die mit den Schichtflächen des Schiefers vollkommen harmoniert [1]". Wenn GÄBERT die „konkordante Einlagerung" der dichten Gneise bestreitet, so hat er damit die konkordante linsenförmige Einlagerung dieser Gesteine in Sedimentärgneisen vor Augen; denn die Konkordanz mit dem umgebenden Gneis, den er aber für eruptiv ansieht, gibt er ebenso zu, wie die im großen hervortretende konkordante Lagerung der dichten Gneise zum Dach des „Lakkolithen" [2]. Dies ist insofern von Wichtigkeit, weil daraus hervorgeht, daß auch seiner Meinung nach die dichten Gneise von den tiefsten Komplexen der Schieferhülle abgeblätterte Schollen sein müssen.

Zu denselben Schlüssen kommt man, wenn man die Gneisbildung als eine regionale Aufschmelzung betrachtet. Auch unter diesem Gesichtspunkte ergibt sich, daß in den dichten Gneisen metamorphe Glieder der tiefsten Zonen einer Sedimentfolge vor-

---

[1] GÄBERT, a. a. O. p. 359—360. Selbst wenn man die Injizierung großer Eruptivmassen in das Dach des „Gneislakkolithen" zugeben mag, so wird dadurch noch keineswegs die eruptive Natur aller Gneise erwiesen. Die mikroskopische Untersuchung beweist sogar die sedimentäre Herkunft mancher Gneise, die durchaus nicht zur Gruppe der dichten Gneise gehören, sondern im Handstücke sich stark den Freiberger Gneisen nähern. Doch schon ein Blick auf eine Übersichtskarte (z. B. auch auf die von GÄBERT entworfene, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. Taf. XIV) widerlegt seine Ansicht. Wie soll es möglich sein, daß z. B. auf Sektion Wiesental der rote Gneis (mgn) voller Einschaltungen sedimentärer Genesis ist, die umgebenden Schichten aber solcher Einschaltungen entbehren; und diese roten Gneise sollen doch nach GÄBERT eruptive Glieder einer jüngeren Gneisformation sein! Gewiß sind eine große Anzahl von Muscovitgneis-Vorkommen eruptiv, andere aber sind es ganz bestimmt nicht. Es ist durchaus irrig, alles das, was auf den Spezialkarten bisher als mgn bezeichnet worden ist, für einander gleichwertig und für eruptiv zu halten.

[2] Vergl. das Profil hinter p. 338 bei GÄBERT, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1907.

liegen, in welcher bis ins Silur keinerlei Diskordanzen nachgewiesen sind.

Nun können aber diese tiefsten Komplexe der Schieferhülle des „Gneislakkolithen“ nur dann culmischen Schichten angehören, wenn vor der Vergneisung, die ja nicht jünger als mittelcarbonisch sein kann, eine so intensive Faltung stattgefunden hätte, daß die damals jüngsten Schichten tief unter die älteren Formationen versenkt worden wären. Die Unmöglichkeit einer Einfaltung nach der Vergneisung wurde schon oben hervorgehoben; und daß die Einfaltung des Culms etwa während der Vergneisung vor sich gegangen sei, ist schon deshalb unwahrscheinlich, weil die Grauwackenhornfelse in der oberen Stufe der Freiberger Gneise kranzförmig um den Kern der Kuppel angeordnet sind und also schon hätten eingefaltet sein müssen, ehe das Magma aufdrang. Für eine derartig intensive, den Culm mit umfassende Faltung des alten Gebirges kurz vor der Vergneisung liegt aber keinerlei Beweis vor. Zwar zeigt im Vogtlande die diskordante Lagerung von Devon und Culm zu den älteren Formationen, sowie das Fehlen des Unterdevons Bewegungen in der Erdkruste an, doch geben die tatsächlichen Beobachtungen nirgends einen Anhalt für starke Faltungen in dieser Zeit. Solche können frühestens erst nach Ablagerung der Viséstufe des Untercarbon stattgefunden haben; damals ist aber, wie aus späteren Bemerkungen [1] hervorgeht, das granitische, zu Gneisen umgewandelte Gestein schon emporgedrungen gewesen. Außerdem scheinen die Verhältnisse in den Randgebieten des Erzgebirges darauf hinzudeuten, daß die Umwandlung in kristalline Schiefer höchstens noch devonische Schichten mit umfaßt. Auf Sektion Lößnitz—Zwönitz wird Oberdevon als noch mit phyllitisiert angegeben [2], dagegen sind bisher nirgends in unserer Phyllitserie culmische Gesteine in phyllitischer Form gefunden worden. Auch sei daran erinnert, daß sich nirgends devonische oder silurische Zonen quer durch die Phyllitserie hindurch verfolgen lassen,

[1] Vergl. auch Anmerkung 4 p. 236.

[2] Vergl. Sektion Lößnitz—Zwönitz, II. Auflage 1913. Es ist mir nicht unwahrscheinlich, daß die Silur- und Devonkomplexe dieses Blattes erst nach der eigentlichen Vergneisung des Erzgebirges gelegentlich der nach der Culmzeit einsetzenden intensiven Krustenbewegungen ihre jetzige Lage erlangt haben. Sie gehören nämlich einer schmalen, dem nördlichen Erzgebirge vorgelagerten Synklinalzone an, welche sich mit allmählicher Hebung der Achse des Muldentiefsten über Lößnitz, Burkhardtsdorf, Erdmannsdorf und Hartha nach NO verfolgen läßt. Nördlich von diesem Zuge verläuft ebenfalls mit Hebung der Achse in nordöstlicher Richtung eine Antiklinalzone, welcher die Gneise und Glimmerschiefer zwischen Flöha, Frankenberg und Mobendorf angehören. Sekundäre Faltungen, Brüche und Überschiebungen komplizieren den Aufbau dieser langgezogenen Sattel- und Muldenzonen. Vergl. K. Pietzsch, Tektonische Probleme in Sachsen. Geolog. Rundsch. 1914 (im Druck).

sondern daß in dieser das Streichen der alten Schichtung im großen und ganzen mit dem Streichen der Schieferung zusammenfällt (anders das Fallen!), wie sich z. B. aus der Verteilung der Quarzithorizonte im Phyllitgebiet des westlichen Erzgebirges recht deutlich erkennen läßt. Schließlich muß auch darauf hingewiesen werden, daß culmische Ablagerungen im mittelböhmischen Muldengebiet völlig fehlen, und daß sie nur am Rande der böhmischen Masse angetroffen worden sind. Es ist wenig wahrscheinlich, daß sich die culmischen Schichten einst über das ganze Erzgebirge hinweggezogen haben. Jedenfalls ist eine Einfaltung culmischer Schichten bis in so tiefe Zonen, daß sie von der erst nach der Faltung einsetzenden Vergneisung hätten zu dichten Gneisen umgewandelt werden können, durchaus abzulehnen. So bliebe nur die Möglichkeit, daß sich Culmablagerungen einst wirklich über das ganze Gebiet des Erzgebirges erstreckt hätten, und daß das gesamte Schieferdach (einschließlich der allerobersten Schichten) in das Gneismagma hineingebrochen wäre. Jedoch bedingt diese Vorstellung eine derartige Häufung von Unwahrscheinlichkeiten, und außerdem sind die dichten Gneise gerade in den tiefen Zonen der Paragneise recht häufig, während sie in dem Phyllitareal fehlen, so daß auch aus diesem Grunde ein culmisches Alter für das Ausgangsmaterial der dichten Gneise zu bezweifeln ist.

Es war oben gezeigt worden, daß petrographische Momente das Culmalter jener Sedimente zu befürworten scheinen. Angesichts der eben auseinandergesetzten Gegengründe kann aber die petrographische Beweisführung allein nicht als genügend angesehen werden, wenn auch Gäbert [1] Zweifeln an der Zuverlässigkeit dieser Methode durch den Hinweis darauf zu begegnen meint, „daß gerade im Vogtlande und in Thüringen . . . . eine petrographisch sehr charakteristische Ausbildung gewisser geologischer Horizonte zu konstatieren ist".

Die Ansicht, daß derartige Grauwacken, wie sie den dichten Gneisen zugrunde liegen, aus petrographischen Gründen dem Culm angehören müssen, ist nur so lange verwertbar und die ganze Methode überhaupt nur so lange anwendbar, als man nicht auch ältere Gesteinskomplexe kennt, welche so zusammengesetzt sind, daß sie in der entsprechenden Metamorphose dichte Gneise liefern können. Im Vogtlande und in Ostthüringen freilich sind solche nicht zu finden. Dagegen sind im zentralen Böhmen, in Landstrichen also, die von manchen Teilen des Erzgebirges nicht weiter entfernt sind, als die vogtländisch-ostthüringischen Culmgebiete, alte Sedimente verbreitet, welche unseren culmischen Schichten in mancher Beziehung zu vergleichen sind, welche aber von Cambrium und Silur diskordant überlagert werden und daher als

[1] a. a. O. p. 367.

präcambrisch anzusehen sind[1]. Überall wo sie auftreten, in den weiten Landstrichen von Kladno und Rakonitz über Pilsen bis Klattau und Mies, wie auch im Moldaugebiet von Kralup bis Podbaba und von Königssaal bis zu den St. Johann-Stromschnellen, bilden sie stets ein wohl definierbares und von den jüngeren Formationen bestimmt abtrennbares einheitliches Ganzes; an ihrem Aufbau sind vor allem Tonschiefer und Grauwackengesteine beteiligt, die in ganz unregelmäßiger Weise, aber in unendlich häufiger Wiederholung miteinander wechsellagern. In gewissen Zonen sind noch spilitische Ergußgesteine, ferner Lydite, Alaunschiefer und gelegentlich auch Kalkschiefer eingeschaltet. In der Modřaner Schlucht südlich von Prag tritt schließlich in den algonkischen Schichten noch eine Konglomeratbank auf, die sich auch weiter nach Süden und Südwesten zu bei Davle und Neu-Knín verfolgen läßt. An der Zusammensetzung der präcambrischen Sedimente beteiligen sich in der Hauptsache Quarz- und Glimmermineralien; doch enthalten die Grauwacken auch Feldspatfragmente (Plagioklas), und zwar stellenweise, z. B. im Moldaugebiet südlich von Prag, sogar so reichlich, daß der Quarz vollkommen in den Hintergrund gedrängt wird[2]. Infolge dieser ihrer mineralischen Zusammensetzung bieten die präcambrischen Grauwacken im Dünnschliffe dieselben Bilder dar wie entsprechende culmische Gesteine. Und betrachtet man die präcambrischen Schichtenkomplexe in ihrer Gesamtheit, zunächst ohne Rücksicht auf Zwischenschaltungen, die sich zudem nur in gewissen Zonen einstellen, und auch ohne Rücksicht auf Unterschiede in der Kristallinität, so bieten diese alten Sedimentfolgen Böhmens im großen und ganzen ein Bild, welches gewissen culmischen Ablagerungen des Vogtlandes, Ostthüringens, der Nordlausitz, Schlesiens und Mährens nicht unähnlich ist. Es müssen daher wenigstens ähnliche Bedingungen bei der Ablagerung der präcambrischen und culmischen Schichten geherrscht haben. Denn

[1] Die böhmischen Geologen gebrauchen statt „präcambrisch" den Ausdruck „algonkisch". Nachdem bekanntlich auch die Konglomerate der Kammená hůrka bei Tejřovic *Paradoxides*-Reste geliefert haben, und diese Stufe demnach nicht mehr, wie es früher geschah, zum Untercambrium gestellt werden darf, sondern ebenfalls zum Mittelcambrium gehört, ist zwar das präcambrische Alter des diskordant darunterliegenden Schichtenkomplexes nicht mehr ganz sicher, jedoch fehlen, wie F. Slavík (Spilitische Ergußgesteine usw., Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. **14**. No. 2. Prag 1908. p. 4) schreibt, „alle Gründe, die liegenden Schiefer nunmehr der *Olenellus*-Stufe zuzuzählen und somit für untercambrisch zu erklären. Solange nicht Fossilienfunde eindeutig eine solche Altersbestimmung notwendig machen, bleibt noch die Auffassung unserer Schiefer als Algonkium die wahrscheinlichste".

[2] Für diese und für manche andere Mitteilung über das böhmische Präcambrium, sowie für liebenswürdige Führung im Felde bin ich den Herren Prof. F. Slavík und R. Kettner in Prag zu Danke verpflichtet.

hier wie dort spielen Tonschiefer die Hauptrolle, mit denen arkoseartige Grauwacken und Grauwackenschiefer in tausendfältiger Wiederholung wechsellagern. Diese gewisse Ähnlichkeit der Komplexe im großen könnte fast den Gedanken auftauchen lassen, in den präcambrischen Serien Böhmens möchten culmische Ablagerungen verborgen stecken. Jedoch kennzeichnen Lagerungsverhältnisse und Fossilfreiheit die alten Schichten Böhmens in eindeutiger Weise als ein in sich geschlossenes einheitliches Ganzes, welches mit sicherer stratigraphischer Diskordanz vom Mittelcambrium überlagert wird, während andererseits ebenso die culmischen Komplexe der Randgebiete der böhmischen Masse durch Einschaltungen von fossilführendem Kohlekalk und durch pflanzliche Reste ihrem Alter nach eindeutig festgelegt sind.

Treten nun in Böhmen Schichten präcambrischen Alters auf, welche in ihrer Zusammensetzung culmischen Komplexen ähnlich sind, so ist es wohl viel wahrscheinlicher, daß die dichten Gneise des Erzgebirges aus präcambrischen Sedimenten hervorgegangen sind, als aus culmischen; denn daß sich die präcambrischen Schichten jetzt nicht mehr bis nach Sachsen verfolgen lassen, hindert nicht anzunehmen, daß sie in ähnlicher Beschaffenheit wie in Böhmen einst auch bis ins Erzgebirge und noch weiter verbreitet waren.

Wenn mit der Annahme culmischen Alters für das Ausgangsmaterial der dichten Gneise zwar die petrographische Zusammensetzung übereinstimmt, die Lagerungsverhältnisse dagegen sich damit nicht vereinbaren lassen, so wird bei der eben vorgeschlagenen Auffassung beides in gleicher Weise leicht und eindeutig erklärt. Denn, was zunächst die petrographische Zusammensetzung anlangt, so unterscheiden sich die präcambrischen Grauwacken und Schiefer, wie schon oben erwähnt wurde, in ihrem Mineralbestand kaum von culmischen und sind daher auch in chemischer Beziehung sehr nahe mit diesen verwandt. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß präcambrische Gesteine Böhmens, culmische Grauwacken der Nordlausitz und dichte Gneise des Erzgebirges in ihrer chemischen Zusammensetzung recht ähnliche Verhältnisse zeigen, wie aus der gegenüberstehenden Tabelle hervorgeht.

Wenn auch in den Analysenwerten derselben Stoffe bei diesen 7 Analysen nicht unerhebliche Schwankungen zum Ausdruck kommen, so ist doch eine gewisse Übereinstimmung im großen unverkennbar. Man darf aus ihr rückwärts auf Ähnlichkeit der mineralogischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine schließen. Ein bemerkenswerter Unterschied in den Analysen zeigt sich eigentlich nur beim Fe_2O_3, und zwar insofern, als die culmischen Grauwacken durchweg geringere Mengen dieses Stoffes ergaben als die präcambrischen Grauwacken und dichten Gneise; es ist dies wohl darauf zurückzuführen, daß in den culmischen Grauwacken Glimmer

	Präcambrische Grauwacken [1]		„Dichte Gneise“		Culmische Grauwacken		
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	72,25	66,31	69,36	59,87	68,80	56,82	68,80
TiO_2	—	—	0,71	—	—	—	—
Al_2O_3	8,04	15,73	13,52	21,23	16,57	22,75	16,49
Fe_2O_3 . . .	1,66	3,25	2,30	4,04	0,39	0,18	0,22
FeO	3,58	3,61	3,70	3,34	3,39	4,84	4,24
MnO	0,28	0,49	—	—	—	—	—
CaO	1,46	3,66	1,63	1,20	2,16	2,26	1,08
MgO	2,16	2,95	1,32	2,62	1,95	3,54	2,18
K_2O	4,09	5,99	2,64	3,62	2,05	3,02	3,03
Na_2O	3,27	0,59	3,36	1,14	2,86	3,18	3,19
P_2O_5	—	—	0,75	—	—	—	—
$H_2O + CO_2$.	2,73	1,74	0,76	2,75	2,49	4,02	1,57
	99,52	104,32	100,05	99,81	100,66	100,61	100,80

I. Feinkörnige Grauwacke, Podbaba bei Prag, anal. von Strnad (aus J. Klvaňa, Das Moldautal zwischen Prag und Kralup; Archiv d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. IX. No. 3. Prag 1895. p. 10).

II. Grauwackenschiefer, Reží, anal. von Plamínek (ebenda p. 93).

III. Kristalline Grauwacke, Riesenburg bei Ossegg i. Böhm., anal. von A. Wagner. 1906 (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1907. p. 348).

IV. „Glimmertrapp“, Metzdorf, anal. von R. Reinisch. 1906 (ebenda).

V. Körnige Culm-Grauwacke, Butterberg bei Kamenz, anal. von J. Beger.

VI. Schieferige Culmgrauwacke, Butterberg bei Kamenz, anal. von J. Beger.

VII. Körnige Culmgrauwacke, Lückersdorf bei Kamenz, anal. von J. Beger.

auftreten, die an Fe_2O_3 sehr arm sind. Die geringe Anzahl von zur Verfügung stehenden Analysen läßt es nicht ratsam erscheinen, aus ihnen irgend welche allgemeine Schlüsse über die Abkunft der dichten Gneise von präcambrischen oder von culmischen Gesteinen abzuleiten.

[1] Die Grauwacken von Podbaba und Reží werden in der Arbeit welcher die beiden Analysen entnommen sind, als Etage C bezeichnet, sie müssen jedoch zum Algonkium gestellt werden. Die Analyse II ist zwar recht wenig befriedigend, mußte aber mit angeführt werden, weil die beiden Analysen I und II die einzigen mir zugänglichen Analysen präcambrischer Grauwacken Böhmens sind. Die Analysen V—VII wurden als Übungsanalysen angefertigt und mir von Herrn cand. J. Beger in dankenswerter Weise aus seinem Manuskript zur Verfügung gestellt.

Was nun schließlich Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der dichten Gneise anlangt, so ist es bei der Annahme, daß diese sich von präcambrischen Grauwacken ableiten, ohne weiteres einleuchtend, daß sie sich in den Zonen der Paragneise und der Glimmerschiefer finden, daß aber in den höheren Zonen, wie sie von den Phylliten repräsentiert werden, entsprechende Gesteine nicht anzutreffen sind. Man braucht zur Erklärung ihrer Verbreitung im Gneissystem also keine hypothetischen Faltungen von großem Ausmaß anzunehmen.

Eine wichtige Rolle bei der von Lepsius und Gäbert vorgenommenen Altersdeutung der dichten Gneise spielen deren geröllefühirende Abarten. Diese zeichneten sich vor allem dadurch



Fig. 2. Geröllefühirende kristalline Grauwacke von Weesenstein südlich von Dresden; $\frac{1}{3}$ der nat. Größe.

aus, daß sie nur selten echte Konglomerate mit stark zurücktretender Grundmasse bilden, daß vielmehr die Gerölle meist nur locker verteilt in der Grauwacken-Grundmasse eingebettet liegen, vergl. Fig. 2 und 3. Genau dieselben Verhältnisse zwischen Grundmasse und Geröllen herrscht bei der oben kurz erwähnten Geröllbank, welche in der Modřaner Schlucht südlich von Prag den algonkischen Grauwacken und Schiefern eingeschaltet ist, vergl. Fig. 4. Sie besitzt hier ungefähr 5 m Mächtigkeit und ist an den nur mit spärlichem Gras und dornigem Akaziengestrüpp bedeckten Steilhängen der Schlucht gut zu studieren. Die Gerölle sind erbsen- bis faustgroß und stets gut gerundet. Bald überwiegen die Gerölle, bald die Zwischenmasse. Senkrecht zur Schichtung geht die Geröllbank durch allmähliches Zurücktreten der Gerölle und durch Zunahme der Grauwackenzwischenmasse in echte körnige Grauwacken über. Ihrem Gesamt-



Fig. 3. Geröllführender dichter Gneis von Hammer Obermittweida im Erzgebirge; angeschliffene Platte; $\frac{2}{3}$ der nat. Größe.



Fig. 4. Geröllführende präcambrische Grauwacke aus der Modřaner Schlucht südlich von Prag; $\frac{1}{2}$ der nat. Größe.

habitus nach kann die Geröllbank der Modřaner Schlucht geradezu als das Urbild der geröllführenden Gesteine von Obermittweida, von Clanzschwitz und von Weesenstein gelten. Daß die Natur der Gerölle in dem böhmischen Vorkommen eine etwas andere ist als in den damit verglichenen sächsischen Gesteinen, hat nichts zu sagen. In Böhmen werden die Gerölle zum weit überwiegenden Teil von Grauwacke gebildet und zwar von einer Grauwacke, die mit der umhüllenden präcambrischen Grauwacke selbst übereinstimmt; daneben finden sich nur noch wenig Porphyr und Quarz, auch Kalkstein wird angegeben; R. Kettner fand schließlich auch grobkörnigen amphibolführenden Granit. In den dichten Gneisen des Erzgebirges, sowie in den Gesteinen der Oschatzer Berge und von Weesenstein spielen dagegen meist granitische Gerölle die Hauptrolle, denen sich gneisartige Gesteine, mikrogranitische Quarzporphyre, Quarzite u. a. m. zugesellen. Grauwacken werden nicht angegeben, jedoch dürften sie keineswegs fehlen. Schon J. Lehmann[1] machte auf Gerölle in dem Gestein von Obermittweida aufmerksam, deren Umrisse meist erst auf angeschliffenen Platten und bei Benetzung hervortreten und dann teils scharf und regelmäßig, teils verschwommen und unregelmäßig sind. Man geht kaum fehl, wenn man in einem Teil dieser nur schemenhaft auftretenden Gerölle ehemalige Grauwackengerölle sieht. Gerade dem Umstand, daß diese im wesentlichen dieselbe Zusammensetzung wie die umgebende Grauwacken-Grundmasse besitzen, dürfte es zuzuschieben sein, daß bei ihnen in der Metamorphose eine viel innigere Verflößung mit dem Nebengestein eingetreten ist, als dies bei den aus Granit, Quarzit u. a. m. bestehenden Geröllen der Fall ist.

Nach alledem ist man wohl berechtigt, wie für die dichten Gneise des Erzgebirges im allgemeinen, so auch für deren geröllführende Abart im besonderen präcambrische Sedimente als Ausgangsmaterial anzunehmen.

Einem Einwurf soll hier noch begegnet werden. Man könnte einwenden, polymikte Konglomerate seien in Böhmen im Cambrium in viel größerer Mächtigkeit und Verbreitung bekannt als im Präcambrium, und es sei deshalb eher möglich, daß Äquivalente dieser Gebilde in den Geröllegneisen vorliegen. Dem ist aber zunächst entgegenzuhalten, daß es sehr wenig wahrscheinlich ist, daß sich die basalen Konglomerate des böhmischen Cambriums bis nach Sachsen ausgebreitet haben. Denn nach aller Erfahrung hat im Gebiete des Erzgebirges im wesentlichen ein ungestörtes Fortschreiten der Sedimentation vom Präcambrium bis ins Silur stattgefunden — jedenfalls lassen sich Diskordanzen mit mächtigen Basalkonglomeraten nicht nachweisen; die geröllführenden Gneise

[1] J. Lehmann, Altkristall. Schiefergesteine. p. 135.

selbst machen durchaus nicht den Eindruck derartiger Basalkonglomerate —; dagegen sind in Böhmen durch das Fehlen der *Olenus*- und *Olenellus*-Stufe[1] und durch die schwache Faltung des das Cambrium unterteufenden Präcambriums Diskordanzen deutlich zum Ausdruck gekommen. HAUG rechnet daher das Erzgebirge zum Gebiet der Ardennen-Geosynklinale, Böhmen aber zu einer zentraleuropäischen Geoantiklinale. Die grobklastischen Konglomerate des böhmischen Cambriums stellen küstennahe Bildungen dar, und die *Paradoxides*-Schiefer bilden nur eine andersartige, im ganzen aber gleichaltrige Fazies derselben. Gegenüber den auf verhältnismäßig kurze Strecken schon rasch in der Zusammensetzung wechselnden cambrischen Schichten Böhmens bieten die über weite Flächen so einförmig aus Schiefern und Grauwacken aufgebauten präcambrischen Komplexe viel größere Wahrscheinlichkeit, daß sie sich in ähnlicher Ausbildung bis nach Sachsen und vielleicht noch weiter erstreckt haben. Wenn auch eine gewisse Möglichkeit noch bestehen bleibt, daß in den dichten Gneisen außer präcambrischen vielleicht auch noch jüngere Gesteine mit enthalten sein können, so ist man aber nach dem Vorausgehenden doch zu der Annahme berechtigt, daß in den Gliedern des Glimmerschiefer- und Gneissystems des Erzgebirges vornehmlich präcambrische Schichten in metamorpher Form vorliegen.

Im Algonkium Böhmens waren Kieselschiefer, Alaunschiefer, Kalkstein und vor allem diabasische (spilitische) Ergüsse vorhanden. Derivate ähnlicher Gesteine sind auch im Gebiet der Paragneise und Glimmerschiefer des Erzgebirges verbreitet; so sei an die graphitführenden Glimmerschiefer der Sektion Wiesenthal und an die vielen Kalksteinlager in der Glimmerschieferzone erinnert. Die Amphibolite sind z. T. sicher auf diabasische Ergüsse zurückzuführen, andere vielleicht auch auf Tuffe, wieder andere, und zwar vor allem diejenigen im Gebiete der Orthogneise (z. B. in den tieferen Zonen der Freiberger Gneise und Fürstenwalder Gneise), bilden wohl die zu kristallinen Schiefern deformierten, in den Eruptionsschloten erstarrten Äquivalente oberflächlich einst (im Silur und Devon) zum Erguß gekommener gabbroider Magmen. Wenn man von der zuletzt genannten Art der Amphibolite absieht, ist es demnach keineswegs notwendig, aus der Anwesenheit von Amphiboliten und Kalkstein in dem vergneisten Gebiet darauf zu schließen, daß die Vergneisung auch devonische Schichten mit umfaßt hat.

---

[1] Gewöhnlich werden die Dd1α-Schichten ins Obercambrium gestellt, doch ist die Altersbestimmung unsicher, weil bisher keine Trilobiten, sondern nur Brachiopoden darin gefunden wurden. Nach einer privaten Mitteilung möchte sie J. PERNER eher in das tiefste Untersilur verlegen. Diese Stellung weist ihnen auch FRECH zu, der sie mit dem *Phykodes*-Horizonte des Vogtlands und mit dem armorikanischen Sandstein parallelisiert (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. p. 164—176).

Die Zusammensetzung des Präcambriums allein in Böhmen liefert schon genügend Anhaltspunkte, alle die fraglichen Gesteine auf solche präcambrischen Alters zu beziehen.

Lepsius und Gäbert verwendeten die geröllführenden dichten Gneise, um das **Alter der erzgebirgischen Gneise** zu bestimmen. Da sie glauben, jene aus culmischen Gesteinen ableiten zu müssen, so folgern sie, daß die als Gneis erstarrten granitischen Magmen erst nach Ablagerung des Culms emporgedrungen seien. Dieser Schluß ist aber hinfällig, sobald man in den dichten Gneisen wesentlich ältere Gesteine erkennt.

Eine völlig genaue Angabe des Alters der erzgebirgischen Gneise ist zurzeit überhaupt noch nicht möglich. Vielleicht liefert eine neuerliche Untersuchung des Lagerungsverhältnisses des Paläozoikums zum Glimmerschiefer- und Phyllitsystem zwischen Augustusburg und Nossen brauchbare Resultate. Hier sollen nämlich an einigen Stellen Glimmerschiefer diskordant von Gesteinen überlagert werden, die bisher ins Unterdevon gestellt worden sind, die aber nach Analogie mit entsprechenden Gesteinskomplexen in der Nähe der Münchberger Gneismasse [1] und bei Plauen [2] wohl der Étroeungt-Stufe des Culms zuzuzählen sind [3].

Im übrigen dürften die Gneise des Erzgebirges ihre Entstehung nicht einem einmaligen [4] episodischen Akt der Intrusion

[1] Vergl. J. Felsch, Die Schichtenfolge des unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs. Jenaer Diss. 1911.

[2] Nach bisher unveröffentlichten privaten Mitteilungen des Herrn Prof. E. Weise in Plauen i. V.

[3] Neuerdings hat G. Berg (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 68. 1912) für die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges nachgewiesen, daß diese bei Beginn der Culmzeit schon fertig gebildet waren, da sie in den culmischen Konglomeraten bereits als Gerölle auftreten. Für die Gneise des Eulengebirges bestätigt auch R. Lepsius das vorculmische Alter (Geologie von Deutschland. III. Bd. 1. Lief. 1913. p. 24 und 169). Diese Gneise sind nach Lepsius mit dem sächsischen Granulitgebirge zu vergleichen und sind zwischen Devon und Culm entstanden. Die Gneisgranite des Altvatergebirges mit ihrer mächtigen Glimmerschieferformation dagegen entsprechen nach R. Lepsius „den Gneisgranitkuppeln des Erzgebirges; sie lagern konkordant unter dem Cambrium, das sie in Glimmerschiefer und Phyllite kontakt- und regionalmetamorph umgewandelt haben".

[4] Zwar nimmt Gäbert zwei altersverschiedene „Gneisformationen" im Erzgebirge an, nämlich eine „graue" und eine etwas jüngere „rote"; jedoch sollen beide Gneise kurz nacheinander zwischen Culm und Obercarbon gebildet sein. Da das Obercarbon (Saarbrücker Stufe) schon diskordant auf den kristallinen Schiefern liegt, so müßte außerdem noch in diesem kurzen Zeitintervall eine nicht unbeträchtliche Denudation wirksam gewesen sein, was einerseits Gäbert's zwei Gneisbildungen zu einem episodischen Akt gestaltet, andererseits aber überhaupt das ganze culmische Alter der Gneise in einem recht fraglichen Lichte erscheinen läßt.

granitischer Massen verdanken, wobei die Gneisstruktur nur als eine Folge der Erstarrung unter Druck zu deuten wäre. Denn für Schmelzen, und mögen sie noch so viskos sein, gelten die hydrostatischen Gesetze ebenso wie für Flüssigkeiten, und einseitig ausgeübter Druck wird sich daher in ihnen in hydrostatischen Druck umsetzen. Erst sobald die Kristallisation soweit gediehen ist, daß die ausgeschiedenen Kristalle nicht mehr frei beweglich sind, sondern sich gegenseitig berühren, kann ein einseitiger Druck sich Geltung verschaffen. Da nach den Feststellungen von J. H. L. Vogt[1] die Ausscheidungsfolge in einem Schmelzfluß sich bei Änderung des Druckes nicht wesentlich verschiebt, so muß das granitische Magma im großen und ganzen auskristallisiert gewesen sein, ehe die Umformung der granitischen in die gneisige Textur erfolgte; denn der Quarz, der bei granitischen Gesteinen sich zuletzt ausscheidet, war schon vorhanden als die texturelle Umwandlung des Granites erfolgte; er ist häufig zertrümmert und um ihn schmiegen sich die Glimmerflasern an. Ebenso wurden die in das Magma einsinkenden Schollen der Sedimenthülle zunächst aufgeschmolzen, injiziert und umkristallisiert, ehe ihnen die gneisige Textur aufgeprägt wurde. Manche Schollen wurden nicht völlig aufgeschmolzen, weil die Abkühlung und Auskristallisation der schmelzflüssigen Umgebung schon einsetzte, bevor die Einschmelzung der ersteren beendet war; es blieben daher ungeschmolzene Reste, an denen dann der umgebende Schmelzfluß aber schon kontaktmetamorphe Wirkungen ausgeübt haben mußte. Auch auf diese wesentlich im festen Zustand umkristallisierten Reste wirkten dann die richtenden Kräfte ein, konnten hier aber im allgemeinen nicht so starken Erfolg haben wie bei den aus dem Schmelzfluß auskristallisierenden Teilen. Zu derartigen Resten nicht völlig aufgeschmolzener, aber kontaktmetamorphisch veränderter Schollen gehört sicher ein Teil der dichten Gneise, vor allem diejenigen mit halbklastischer Struktur und die gefleckten Abarten. Bei anderen haben sich dagegen auch mehr oder minder weitgehende Umschmelzungen und Injizierungen geltend gemacht.

Die Umprägung der granitischen in die gneisige Textur ging jedenfalls in der Nähe des Schmelzpunkts der Mineralkomponenten des Gesteins vor sich und war, namentlich in den höheren Teilen (Glimmerschiefer- und Phyllitzone), mit starken Gleitbewegungen verbunden. Solche dürften sich aber kaum episodisch abgespielt haben; denn bei rasch verlaufenden Gleitungen beobachtet man keine Gneisbildung, sondern Mylonitisierung; es sei z. B. an die Quetschzonen im Lausitzer Granit in der Nähe der Hohnsteiner Überschiebung erinnert. Es besteht daher die Wahrscheinlichkeit,

[1] J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. 27. 1908. p. 167.

daß die Gleitbewegungen mit langsam verlaufenden, lang andauernden, epirogenetischen Krustenbewegungen in Zusammenhang zu bringen sind, wie sie im vorliegenden Falle namentlich im Devon nachweisbar sind (und auch bis in den Culm angehalten haben). Da es vorläufig durch nichts bewiesen ist, daß in den hochmetamorphen Serien der Glimmerschiefer und Paragneise des Erzgebirges auch devonische Gesteine mit enthalten sind, die eventuell in Frage kommenden Gesteine sich vielmehr ebenfalls als präcambrische Bildungen deuten lassen, so kann die Intrusion der granitischen Massen, welche die Gneise lieferten, im Erzgebirge vielleicht schon lange vor dem Oberdevon erfolgt sein. Ihre Umbildung zu Gneis hat dann aber wahrscheinlich bis nach dem Oberdevon angehalten, weil wir nirgends die Stiele der im Oberdevon effusiv gewordenen diabasischen Massen antreffen, sondern nur Amphibolite, also ebenfalls kristalline Schiefer, die man aber jedenfalls wohl wenigstens z. T. mit jenen Stielen in Verbindung bringen muß. Die evolutionären epirogenetischen Bewegungen haben im Gebiete des Erzgebirges bis zum Ende des Untercarbon gedauert. Erst dann setzten die starken orogenetischen Bewegungen ein, die sich dann mehrmals, aber stets als kurze, episodische Akte bis in das Rotliegende wiederholen.

Wie eingangs hervorgehoben, besteht eine gewisse petrographische Verwandtschaft der geröllführenden Gneise des Erzgebirges mit den kristallinen geröllführenden Grauwacken der Oschatzer Berge und mit den konglomeratischen Schichten der Weesensteiner Grauwackenformation. Es muß daher noch kurz auf diese eingegangen werden.

Im nördlichen Sachsen erheben sich unweit der Orte Oschatz und Strehla aus den hier schon allgemein verbreiteten diluvialen Ablagerungen einige Vorkommen alten Gebirges; und zwar tritt in ziemlicher Verbreitung ein Biotitgranit auf, von dem aus sich nach Osten und Süden zu Übergänge in Biotitgneis verfolgen lassen. Auf diesen folgt dann ein durch Andalusitglimmerschiefer und kristalline Grauwacken repräsentierter Kontakthof, an den sich weiterhin altpaläozoische Gesteine anschließen. Ein Profil (siehe Fig. 5) vom Dürren Berge bei Laas in südlicher Richtung nach der Clanzschwitzer Windmühle beginnt daher im Gneis (gn), trifft am Clanzschwitzer Cabel geröllführende kristalline Grauwacken (c), durchschneidet im Großen Steinberg Andalusitglimmerschiefer (ma) und berührt im Kleinen Steinberg wieder geröllführende kristalline Grauwacken (c). Im Orte Clanzschwitz selbst wurden dann bereits quarzitische Grauwacken (gq) nachgewiesen; solche setzen auch weiter südlich den Bergrücken zusammen, welcher die Clanzschwitzer Windmühle trägt. Noch weiter nach S und SO zu trifft man schließlich auf obersilurische Kieselschiefer (s2).

Die Verbandsverhältnisse aller dieser Gesteine sind nirgends aufgeschlossen. Die quarzitischen Grauwacken gehören einem Zuge tief untersilurischer Grauwacken an, der sich von hier aus über den Collmberg bei Oschatz und die Deditzhöhe bei Grimma bis nach Otterwisch und Hainichen südlich von Leipzig verfolgen läßt, wo er auch Fossilien geliefert hat[1]. Neuerdings fand Herr cand. geol. F. Haertel in einem Steinbruche bei dem Vorwerke südlich der Clanzschwitzer Windmühle einen schlecht erhaltenen Brachiopodenrest, der vielleicht einer breiteren Lingulidenart, wie *Lingula Rouaulti* oder *Ling. Feistmanteli*, angehört.

Die kristallinen Grauwacken[2] entsprechen makroskopisch durchaus gewissen dichten Gneisen des Erzgebirges, besonders dem Obermittweidaer Gestein; u. d. M. zeigen sie teils typische Kontaktstruktur, teils auch jene charakteristische halbklastische Struktur.

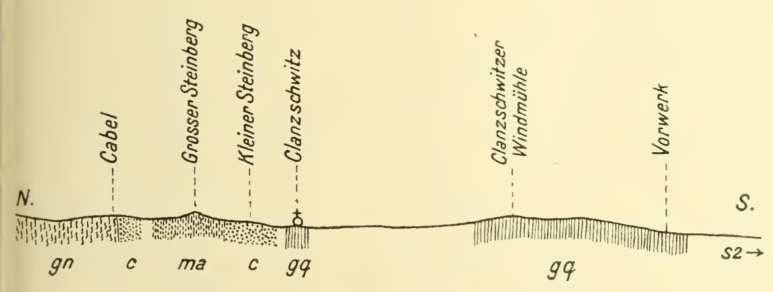


Fig. 5. Profil durch die Clanzschwitzer Höhen bei Oschatz in Sachsen. (Länge ungefähr 1:40000.)

Die Gerölle bestehen aus Quarzit, Fettquarz, Granit und Granitgneis, andere weisen auf quarzporphyrische Gesteine hin.

Auch diese nordsächsischen konglomeratischen Grauwacken wurden einst als archäisch angesehen[3]. F. Schalch schließt sich jedoch in den Erläuterungen zu Sektion Oschatz—Wellerswalde (1888) dieser Deutung nicht bestimmt an, da die „petrographischen Eigenschaften diese gesamten Gesteinsgruppen auch mit einem cambrischen oder untersilurischen Alter derselben vereinbar" seien. Auf den geologischen Übersichtskarten von Sachsen stellt H. Credner (1908 und 1910) die geröllführenden kristallinen Grauwacken in den Culm.

[1] Vergl. K. Pietzsch, Cruzianen aus dem Untersilur des Leipziger Kreises. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 571—582.

[2] Bezüglich der genaueren Beschreibung vergleiche man die Erläuterungen zu Sektion Oschatz—Wellerswalde der geol. Spez.-Karte v. Sachsen.

[3] Vergl. H. Pohlig, Der archäische Distrikt von Strehla bei Riesa i. S. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1877. p. 545.

Wenn man nun auch annehmen muß, daß in dem oben mitgeteilten Profil die Schichten nicht in wahrer Mächtigkeit auftreten, sondern diese durch streichende Dislokationen vergrößert erscheint, so läßt sich doch erkennen, daß die Schichten im allgemeinen nach Süden zu an Alter abnehmen. Es ist daher wahrscheinlich, daß die kristallinen Granwacken und Andalusitglimmerschiefer, bezw. ihr Ausgangsmaterial, älter sind als die tief untersilurischen quarzitischen Grauwacken. Der aus Andalusitglimmerschiefer und geröllführenden kristallinen Grauwacken zusammengesetzte Komplex ist nun augenscheinlich aus ähnlichen Sedimenten hervorgegangen wie die schiefrigen und massigen dichten Gneise des Erzgebirges und darf daher auch auf präcambrische Gesteine zurückgeführt werden.

In etwas anderem geologischen Verband treten die konglomeratischen Schichten der Weesensteiner Grauwackenformation auf. Diese bildet das östlichste Glied jenes NW—SO verlaufenden Schieferstreifens, der sich zwischen das erzgebirgische Gneismassiv und den Lausitzer Granit einschiebt, und ist von letzterem in ihrer ganzen Erstreckung kontaktmetamorphisch verändert worden. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich vor allem Hornfels und kristalline Grauwacken, die mit Knotenglimmerschiefer wechsellagern. Die kristallinen Grauwacken führen bei Weesenstein und einigen anderen Orten Gerölle und sind im ganzen genommen rein petrographisch den konglomeratischen Grauwacken der Strehlaer Berge und gewissen dichten Gneisen des Erzgebirges völlig gleich. Die Gerölle bestehen hier vorwiegend aus Quarz, Quarzit, sowie aus mittel- bis feinkörnigen, oft recht glimmerarmen Graniten; auch Porphyrgerölle sind vertreten.

Auf das geologische Alter der Weesensteiner Grauwacken läßt sich ebensowenig aus den Lagerungsverhältnissen wie aus dem petrographischen Aufbau allein ein auch nur einigermaßen sicherer Schluß ziehen. R. Beck, der diese Gebiete für die geologische Spezialkarte 1888—1890 aufgenommen hat, spricht sich deshalb in den Erläuterungen zu den Blättern Kreischa, Pirna und Berggießhübel über das Alter der Weesensteiner Grauwackenformation nicht bestimmt aus, glaubt sie aber für jünger als silurisch halten zu müssen. In einer späteren Arbeit [1] meint er dann, daß sie „mit der größten Wahrscheinlichkeit dem Devon zugerechnet werden darf“. Neuerdings schreibt R. Lepsius [2] diesen Grauwacken ebenso wie den Strehlaer Konglomeraten und den erzgebirgischen dichten Gneisen culmisches Alter zu. So hält es auch H. Credner in den geologischen Übersichtskarten von Sachsen. Doch ist tatsächlich keinerlei Beweis für das Culmalter der Weesensteiner Grauwacken erbracht worden.

[1] Kontakthöfe im Elbtalgebirge. Tschermak's Min. u. petr. Mitt. 1893. p. 294.

[2] Geologie von Deutschland. II. p. 32.

Da zum Verständnis der Stratigraphie des Elbtalschiefersystems gleichzeitig eine eingehende Klarlegung der komplizierten tektonischen Verhältnisse erforderlich ist, diese aber an anderer Stelle gegeben werden soll, so möchte ich auf die Frage nach dem Alter der Weesensteiner Grauwackenformation hier zunächst noch nicht eingehen.

Leipzig, Geologische Landesanstalt, Dezember 1913.

Erwiderung auf die gegen meine Hypothese erhobenen Einwände.

Von **Franz Treubert** in München.

Die in meiner Abhandlung „Die Sonne als Ursache der hohen Temperatur in den Tiefen der Erde, der Aufrichtung der Gebirge und der vulkanischen Erscheinungen“ [1] ausgeführte Hypothese steht in schroffem Gegensatz zur herrschenden Glutkerntheorie und ist deshalb von den Anhängern dieser Theorie entschieden bekämpft worden. Ich werde im folgenden die Haupteinwände besprechen und widerlegen, welche gegen die Grundlagen meiner Hypothese erhoben worden sind. Diese Grundlagen fasse ich kurz in folgende Sätze zusammen:

Die feste Erdrinde ist allenthalben von Spalten, Rissen und Poren durchsetzt, welche mit Luft erfüllt sind. Diese Bodenluft steht mit der Atmosphäre durch unzählige Kanäle in Verbindung und bildet mit ihr ein Ganzes, die Gesamtatmosphäre (Die Sonne etc. p. 8). Auch die Bodenluft zirkuliert. Die allgemeine, durch Sonnenwärme hervorgerufene Luftzirkulation bewirkt, daß in den Höhen über der Erde extrem tiefe, in den Tiefen der Erdrinde extrem hohe Temperaturen herrschen (p. 8—14). — Durch das Meer wird der größte Teil der Erdoberfläche von der Atmosphäre, der Trägerin der Sonnenwärme, abgeschlossen. Im Meere und unter dem Meere nimmt deshalb die Temperatur mit der Tiefe ab (p. 26—29). Der Meeresboden ist meilentief von Wasser durchtränkt. Dieses Wasser kann in größeren Tiefen gefrieren. Die so gebildeten Eisbodenfelder dehnen sich mit enormer Gewalt hauptsächlich in horizontaler Richtung aus. Durch den Druck auf die Küste entstehen die großen Faltengebirge des Festlandes (p. 29 ff.).

Die Haupteinwände entnehme ich einer Publikation von E. Küppers: „Bemerkungen zu F. Treubert, Die Sonne etc.“ [2]. Zunächst wird die von mir angenommene Zirkulation der Bodenluft

[1] München 1904. Max Kellerer's Hofbuchhandlung.

[2] Dies. Centralbl. 1905. p. 82 ff. Seine Einwände hat H. Thiene übernommen besonders in „Temperatur und Zustand des Erdinnern“. Jena 1907. p. 47, 48, und im „Handwörterbuch der Naturwissenschaften“. Jena (G. Fischer) 1913. 3. p. 730.

bestritten. Herr Küppers wendet dagegen ein: „Tatsächlich besteht jedoch ein großer Unterschied zwischen den beiden Teilen der „Gesamtatmosphäre". Bei der gewöhnlichen Atmosphäre befindet sich die Wärmequelle — die Erdoberfläche — unterhalb derselben, bei dem anderen Teil der Gesamtatmosphäre liegt aber diese Wärmequelle oberhalb der zu erwärmenden Luft. Wie sollte da eine Wärmezirkulation stattfinden?" . . . „Der Annahme, daß die Luft eine Rolle bei der Wärmezirkulation im Erdinnern spiele, könnte man eher eine Berechtigung zuerkennen, wenn Treubert die Wärmequelle ins Erdinnere verlegte, da dann ähnliche Verhältnisse geschaffen wären wie in der Atmosphäre."

Wenn ich die Wärmequelle ausschließlich ins Erdinnere verlege, einen Glutkern annehme, nehme ich damit nur meiner Hypothese das feste Fundament einer wirklich vorhandenen Wärmequelle (die Sonne) hinweg und stelle sie auf das Nichts einer unbeweisbaren Fiktion. Es würde sich dann für die obere Atmosphäre die Wärmequelle, die Sonne, oberhalb der zu erwärmenden Luft, für die Bodenatmosphäre der Glutkern unterhalb derselben befinden. Die Unähnlichkeit ginge aber noch viel weiter. K. setzt in seinem Einwand voraus, die Wärmequelle muß unter der zu erwärmenden Luft liegen. Jeder Physiker und Meteorologe wird diese Voraussetzung als falsch und unzulänglich zurückweisen. In meiner Broschüre steht: „wechselnde Erwärmung" der Luft „an verschiedenen Stellen" bewirkt die Zirkulation und dadurch die dynamische Erwärmung und Abkühlung derselben (p. 8—11). Das ist die wechselnde Erwärmung bei Tag und bei Nacht, im Sommer und im Winter und namentlich die verschiedene Erwärmung am Äquator und an den Polen. Durch letztere besonders wird „die große kalorische Maschine in Gang gesetzt", „sie ist", wie die Meteorologen übereinstimmend erklären, „die eigentliche treibende Kraft für die unsere ganze Atmosphäre umfassende Zirkulation". Dabei handelt es sich nicht um oben oder unten, sondern um ein Nebeneinander in weiten, horizontalen Abständen. Die Zustands- und Ortsveränderungen pflanzen sich demnach in der gewöhnlichen Atmosphäre auf so große — die größten irdischen! — Entfernungen fort, daß unzweifelhaft auch die Bodenluft an denselben teilnehmen, zirkulieren muß [1]. Schon die näheren Ursachen unserer Winde und Stürme liegen meist Tausende von Kilometern voneinander entfernt. Einer Luftdruckdifferenz von 1 mm Hg pro Äquatorgrad (= 111 km) entspricht bereits eine Windgeschwindigkeit von 3—5 m pro Sekunde. Zu der Annahme, daß auch die Bodenluft zirkulieren

[1] Küppers Einwand ist nicht bloß an sich unhaltbar, er stützt sich auch nur auf Nebensächliches. Ob die Atmosphäre ihre Wärme von der Erdoberfläche ganz (Küppers, Thiene), oder etwa zur Hälfte (Annahme der Meteorologen), oder gar nicht erhält — darauf kommt es hier überhaupt nicht an.

muß, führt übrigens noch eine Reihe von Beobachtungstatsachen, z. B. die Oxydationsvorgänge in großen Tiefen, die Zirkulation des Wassers im Boden usw. Oder will man die letztere zugeben und gleichzeitig die Zirkulation der tausendmal leichter beweglichen Luft leugnen?! — Man hat wohl eingesehen, daß man auf diesem Wege meiner Hypothese nicht mit Erfolg entgegentreten kann und hält mir ein anderes Argument entgegen, nämlich das Vorhandensein der sog. neutralen, invariablen Bodenschicht. Über dieses Bollwerk der Glutkerntheorie glaubt man, vermöge die Sonne nicht vorzudringen.

So z. B. schreibt H. Thiene[1]: „Ganz unhaltbar ist die von Treubert . . . ausgesprochene Ansicht, die Sonne sei die Ursache der inneren Erdwärme, da wir doch schon seit den Beobachtungen von Cassini und de la Hire wissen, daß die Wirkung der Sonne nur bis zur neutralen Schicht reicht." Dabei wird übersehen, daß eben meine Theorie erklärt, wie die Sonne die Temperaturzunahme mit der Tiefe bewirkt, das ist auf Grund einer wirklich vorhandenen und nicht einer fiktiven Wärmequelle; dann ist noch übersehen, daß meine Hypothese gerade so gut wie die Zentralfeuertheorie das Vorhandensein einer neutralen Schicht fordert[2]. Auch dieser Einwand widerlegt mich also nicht, er ist meiner Hypothese gegenüber gar nicht verwendbar.

Die Größe der geothermischen Tiefenstufe habe ich zum ersten Male und zwar auf Grund meiner Hypothese berechnet und mit der Beobachtung gut übereinstimmende Zahlen gefunden. Küppers gibt dies zu; aber die Voraussetzungen scheinen ihm nicht vollkommen richtig zu sein, ich müßte denn erst meinen Satz beweisen, daß in dem abgeschlossenen Gasvolumen überall das gleiche spezifische Gewicht herrscht. — Dies erklärt sich in folgender Weise: Die unter diesen weit ausgedehnten, undurchlässigen Decken befindliche Luft ist mehr oder weniger von der allgemeinen Zirkulation abgeschlossen (Die Sonne etc. p. 17—19). Es findet daher Temperaturerhöhung durch Wärmezufluß aus den heißeren Tiefen statt, bis die aërothermische Tiefenstufe ca. 29 m, die Temperaturzunahme für je 100 m = 3,42° beträgt, d. h. überall das gleiche spez. Gew. herrscht. Damit tritt ein markanter Wendepunkt ein, „die Luft steigt von selbst auf" und tritt unter den Rändern der Decke in die zirkulierende Bodenluft über, so lange die angegebene Temperatur überschritten bleibt. Auch diese maximale pneumatische Erwärmung

[1] Temp. und Zustand des Erdinnern. p. 88.

[2] Man denke sich einen Erdwürfel von einer geogr. Kubikmeile an der Erdoberfläche ausgehoben mit wärmeundurchlässigen Wänden (Glutkern!) und durch eine Decke gegen direkte Einwirkung der Sonnenstrahlen geschützt. Die Temperatur am Boden beträgt sofort 70—100°. Mit Felsblöcken, Gerölle, Schutt ausgefüllt bilden sich stabile geotherm. Tiefenstufen, eine neutrale Bodenschicht usf.

kann noch durch exothermisch-tellurische, chemische Prozesse erhöht werden, die wiederum auf die Sonne als Ursache zurückzuführen sind.

Meiner Erklärung der tiefen Temperaturen in den Tiefen der Ozeane gegenüber stellt K. die Behauptung auf, die Temperatur sinke unter 2740 m überhaupt nicht mehr, von 2740 m bis 4020 m bleibe dieselbe vollkommen konstant, 1,8° (Challenger Report)[1]. Dagegen möchte ich folgendes einwenden. A. Supan[2] gibt folgende Zusammenstellung. Für die Zone 40° N bis 40° S ergibt sich folgende mittlere Temperaturabnahme für je 100 m:

	2000—3000 m	3000—4000 m	
Atlant. Ozean . . .	0,07°	0,06°	nach Schott
Indischer Ozean . .	0,06	0,05	„ „
Großer Ozean . . .	0,05	0,01	Challenger Route

Die Temperatur nimmt aber nicht bloß bis zu 4000 m ab, wie obige Tabelle zeigt, sie sinkt noch weiter bis zum Meeresgrund. G. Schott[3] gibt folgende Mittelwerte in °C an:

Tiefe in m	Nordatlant. Ozean 30° Br.	Südatlant. Ozean 30° Br.	Südindischer Ozean 30° Br.	Atlant. Ozean Äquator	Indischer Ozean Äquator
4000 . . .	2,6	1,6	1,1	2,1	1,6
Boden . . .	2,4	0,5—2,1	0,7—1,1	0,9—2,3	1,4

Daraus folgt notwendig ein weiteres Sinken im Meeresboden selbst, und zwar folgt aus verschiedenen Gründen für den wasserdurchtränkten Meeresboden nicht bloß eine weitere, sondern auch eine schnellere Temperaturabnahme. Es wird angenommen, daß die tiefen Temperaturen durch Zuströmen kalten Polarwassers entstanden seien, aber solche Strömungen lassen sich nicht nachweisen, und ausreichende Ursachen für dieselben sind nicht bekannt.

Gegen meine Berechnung der Auffaltung der Alpen wendet K. ein, das Saharameer müßte einen wenigstens dreimal größeren Durchmesser gehabt haben als die jetzige Sahara, entsprechend den in Betracht kommenden Dichten des Küstengesteins und des Eises. Die dreifache Dichte des Eises wäre allerdings der Dichte des Küstengesteins ungefähr gleich $(0,9 \cdot 3 = 2,7)$. Der Ausdruck „Dichte“ scheint auf einem Mißverständnis, einer Verwechselung zu beruhen, und zudem handelt es sich hier nicht um Eis, sondern,

[1] Auch wenn sich wirklich nachweisen ließe, daß die Temperatur konstant bliebe, müßte man trotzdem noch ein Temperaturgefälle annehmen, weil — was bis jetzt übersehen wurde —, auch die sinkenden Wasserteilchen dynamisch erwärmt werden, im Ozean bis zu 1°, im mittell. Meere um $\frac{1}{2}$°.

[2] Physische Erdkunde. 4. Aufl. 1908. p. 342.

[3] Physische Meereskunde. 1903. (Göschen.) p. 79.

wie K. unmittelbar vorher selbst noch angibt, um Eisboden, dessen Dichte nur wenig von der des Küstengesteins verschieden ist.

Über den Vulkanismus nach TREUBERT bringt H. THIENE[1] folgenden kurzen Auszug aus KÜPPERS: „Das subozeanische Bodeneis schiebe nasse Erdschichten in die Nähe des Magmaherdes, dort würden sie geschmolzen und der entstehende Wasserdampf preßte sie nach der Erdoberfläche. Auf diese Weise entständen die Vulkane. Eine sehr primitive Anschauung (KÜPPERS)". — Wie ist nun diese „primitive Anschauung" entstanden? K. zitiert dazu p. 48 ff. meiner Abhandlung. Dort spreche ich lediglich von dem Grad der Erhitzung und Flüssigkeit der plutonischen und vulkanischen Gesteine (cf. p. 47 Z. 13 von unten), während meine Erklärung der Vulkanbildung sich auf Seite 34—39, namentlich S. 37 befindet.

Zu dem letzten Einwand K.'s, die kristallinen Schiefer müßten in der Regel saiger stehen, wenn deren Schieferung durch einen seitlich horizontalen Druck erfolgt sei, bemerke ich nur, daß kristalline Schiefer in ungestörter Lagerung überhaupt nicht vorkommen, und die Störungen (wie in den archäischen Schichten überhaupt) auch nach der Kontraktions-(Schrumpfungs-)Theorie zurückzuführen sind auf eine „seitlich erdperipherisch wirkende Kraft"[2]. Den leicht erkennbaren Fehler in K.'s Einwand aufzuzeigen, überlasse ich den Anhängern der letztgenannten Theorie.

Ich konnte hier nur diejenigen Einwände, die mir von Bedeutung schienen, und diese nur kurz besprechen. Daß meine Hypothese bekämpft werden wird, habe ich vorausgesehen. Die Kritik braucht dieselbe nicht zu scheuen. Sie ist fest gegründet auf das uns zeitlich und örtlich Nächstliegende und besitzt darin einen unbestreitbaren Vorzug vor jenen Theorien, welche von den in weitester Ferne liegenden Urzeiten und Urzuständen ausgehen. Ich weiß, mein erster Entwurf ist nicht vollkommen, nicht fehlerlos, und verschiedene Hinweise auf Fehler und Lücken haben mich zu Dank verpflichtet. Die Einwände aber, welche gegen die Grundlagen meiner Hypothese erhoben worden sind, halte ich — ausnahmslos — für verfehlt und mißlungen.

---

[1] a. a. O. p. 48.

[2] Vergl. z. B. CREDNER, Elemente d. Geol. 9. Aufl. 1902. p. 385. 72. 66.

Über das Verglimmen einiger Oxydgele beim Erhitzen.

Von **K. Endell** und **R. Rieke** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Seit J. Berzelius (1812) ist bekannt, daß gewisse Hydroxyde, z. B. Chromhydroxyd beim Erhitzen stark verglühen, zu verbrennen scheinen. Als Erklärung wurde von ihm eine allotrope Umwandlung angenommen. H. Rose [1] beobachtete die gleiche Erscheinung bei in der Kälte gefälltem Titansäuregel, während sie bei heiß gefälltem ausblieb.

Mit Hilfe der thermoelektrischen Temperaturmessung kann man leicht den Verlauf der Temperaturerhöhung beim Erhitzen kleiner Mengen fester Körper verfolgen. Dadurch läßt sich feststellen, daß es sich beim Verglimmen dieser Stoffe um Temperaturstrahlung handelt. In dieser Weise wurden das Zirkonsäuregel von R. Ruer [2], Eisenoxyd- und Aluminiumoxydgel von A. A. Baikow [3], sowie Chromoxyd-, Eisenoxyd- und einige andere Gele von L. Wöhler [4] untersucht. Nach L. Wöhler tritt das Verglühen auch in allen indifferenten Gasen ein. Durch Bestimmung der Adsorptionsfähigkeit von verschieden hoch erhitzten Gelen konnte er die Abnahme der freien Oberfläche ermitteln. Die verglimmten Gele adsorbieren praktisch nichts, während sie dies vorher in starkem Maße tun. Das Verglimmen der Oberfläche erscheint als letzte Etappe auf dem Wege freiwilligen Verlustes an Oberflächenenergie durch stetige Verdichtung bei Temperatursteigerung.

Gleichzeitig und unabhängig von L. Wöhler hatten wir vor einem Jahr einige Erhitzungsversuche mit Oxydgelen angestellt. Da bis jetzt die seinerzeit angekündigte Fortsetzung und genauere Ausführung der Wöhler'schen Versuche nicht erschienen ist, teilen wir hiermit kurz unsere Versuchsergebnisse mit.

Etwa 5 g Substanz wurden in kleinen Porzellantiegeln mit einer Erhitzungsgeschwindigkeit von ca. 80° in der Minute im elektrischen Platinfolioofen erhitzt und die Temperatur mittels Platin, Platin-Rhodiumthermoelement alle 10 Sekunden an einem Millivoltmeter abgelesen. Die erhaltenen Erhitzungskurven sind im Temperatur-Zeit-Diagramm Fig. 1 dargestellt.

1. Titansäuregel.

a) In der Kälte gefällt. Aus saurer, frisch bereiteter Titansäurelösung wurde in der Kälte mit Ammoniak das Titan-

[1] H. Rose, Pogg. Ann. d. Phys. **61**. p. 507. 1843.

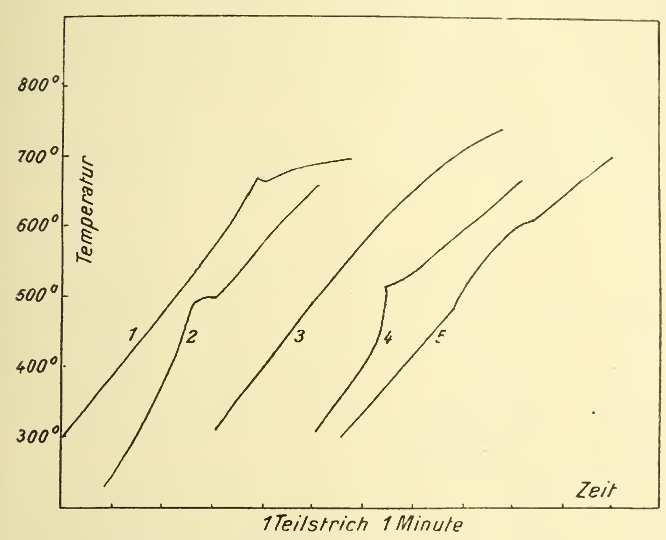
[2] R. Ruer, Zeitschr. f. anorgan. Chem. **43**. p. 282—303. 1905.

[3] A. A. Baikow, Journ. russ. phys. chem. Ges. **39**. p. 660. 1907. — Ref. Kolloid-Zeitschr. **2**. p. 374—375. 1907.

[4] L. Wöhler, Kolloid-Zeitschr. **9**. p. 241—242. 1912.

säuregel als weißer voluminöser Niederschlag gefällt, längere Zeit kalt ausgewaschen, zwischen Fließpapier etwas getrocknet und im Vakuumexsiccator über konz. Schwefelsäure aufbewahrt.

Fig. 1. Erhitzungskurven einiger Oxydgele.



1. Titansäuregel, kalt hergestellt.
2. Titansäuregel, heiß gefällt.
3. Ofenkurve.
4. Rotbraunes Eisenoxydgel, aus Ferrisalzlösung heiß gefällt.
5. Chromoxydgel, heiß gefällt.

Der Wassergehalt betrug

nach	5 Tagen	39 %	H_2O
„	10 „	19,4 „	„
„	28 „	16,9 „	„

Sämtliche Proben verglimmen beim Erhitzen und zeigen unter den genannten Versuchsbedingungen einen exothermen Effekt bei ca. 670° (Kurve 1). Der Wassergehalt der verglimmten Proben beträgt ca. 1 %.

b) In der Hitze gefällt. Wird die Fällung in der Hitze vorgenommen und 2 Stunden bei 110° getrocknet, so beträgt der Wassergehalt dieses Titansäuregels 8,5 %. Nach den Literaturangaben verglimmt das in der Hitze hergestellte Gel nicht, wovon wir uns leicht überzeugen konnten. Die Erhitzungskurve (2) besitzt aber gleichwohl einen starken exothermen Effekt, der bereits

bei 400° einsetzt. Der Wassergehalt des bis auf 650° erhitzten Produktes beträgt 0,8 %. Ein Verglimmen findet in diesem Fall nur deshalb nicht statt, weil die plötzliche Wärmeabgabe bereits bei so niedriger Temperatur einsetzt, daß die Temperatursteigerung nicht bis ins Gebiet der sichtbaren Strahlung gelangt. Der Unterschied beider Gele dürfte in Strukturverschiedenheiten zu suchen sein, der sich auch im Löslichkeitsgrade ausdrückt. Das kalt hergestellte Titansäuregel ist in Säuren leichter löslich als das in der Hitze gewonnene. Für die in manchen Lehrbüchern[1] sich findende Angabe, daß es sich in den beiden Formen um Ortho- und Metatitansäure handele, fehlt vorläufig jeder Beweis.

2. Eisenoxydgel.

Nach Muck[2] und D. Tomasi[3] verglimmt das aus Ferrisalzlösungen durch Fällung mit Ammoniak dargestellte Hydroxyd beim Erhitzen, während das aus Ferrosalzlösungen gefällte und durch nachträgliche Oxydation an der Luft gebildete Hydroxyd diese Erscheinung nicht zeigt und sich auch in andern Eigenschaften von dem ersten unterscheidet.

a) In der Hitze gefällt aus Ferrisalzlösung. Aus $FeCl_3$-Lösung wurde in der Hitze Ferrihydroxyd mit Ammoniak gefällt, bis zum Verschwinden der Chlorreaktion ausgewaschen und 2 Stunden bei 160° getrocknet. Der Wassergehalt betrug 8 %. Ein über die Substanz sich langsam verbreitendes Verglimmen beim vorsichtigen Erwärmen ist deutlich sichtbar. Die Erhitzungskurve (4) zeigt eine bei ca. 450° einsetzende sehr starke Wärmetönung, die eine Temperatursteigerung von ca. 80° hervorruft. Der Wassergehalt des verglimmten Produktes beträgt 0,5 %.

b) In der Kälte aus Ferrosalzlösung gefällt und an der Luft oxydiert. Wird eine Lösung von Ferrosulfat in der Kälte mit Ammoniak gefällt und das entstehende, anfangs weißliche, später grünliche Gel innerhalb 8—14 Tagen an der Luft zu gelbbraunem Eisenoxydgel oxydiert, so läßt sich an diesem Produkt weder ein Verglimmen noch eine nachweisbare Wärmetönung beim Erhitzen beobachten. Voraussichtlich hat sich entsprechend der langsameren Entstehungsart von Anfang an eine stabilere Form gebildet.

[1] Z. B. Abbegg's Handb. III. p. 883.

[2] Muck, Jahresber. d. Chem. 1867. p. 287.

[3] D. Tomasi, Berl. Ber. 1879. p. 1929. — Bull. soc. chim. (2.) 37. p. 196 und 38. p. 152.

3. Chromoxydgel.

Heiß gefälltes, 2 Stunden bei 160° getrocknetes Chromoxydgel enthielt 4,5 % Wasser. Die Erhitzungskurve (5) ergab eine schwache Wärmetönung, verbunden mit Verglimmen, die etwa bei 500° einsetzte und sich bis gegen 610° hinzog.

Weder bei der Abkühlung noch beim Wiedererhitzen sämtlicher untersuchter Oxyde traten mit Wärmetönungen verbundene Zustandsänderungen auf. Der Vorgang der Wärmeabgabe ist also irreversibel. Werden diese Stoffe längere Zeit auf Temperaturen erhitzt, die nur wenig unterhalb des beginnenden exothermen Effektes liegen, so findet bei weiterer Temperatursteigerung keine Wärmeabgabe mehr statt. Der bei höheren Temperaturen stabilere Zustand hat sich dann wohl entsprechend der längeren Dauer bereits bei tieferen Temperaturen gebildet. Bei allen Produkten geht der letzte Rest Wasser nicht während des Verglimmens fort, sondern wird erst bei höheren Temperaturen ausgetrieben.

Der Vorgang des Verglimmens entspricht einer gewissen Kornvergrößerung[1], verbunden mit der Abgabe von Oberflächenenergie, ohne daß jedoch an den verglimmten Produkten deutlich kristalline Eigenschaften festgestellt werden könnten. Bei starken Vergrößerungen erweisen sich die Pulver zwischen gekreuzten Nikols als völlig amorph. Doch muß man, ohne sich auf den Boden der Kristallinitätstheorie von P. P. von Weimarn[2] zu stellen, mit der Möglichkeit rechnen, daß die scheinbar amorphen Teilchen mikroskopisch zurzeit unauflösbare Kristallaggregate sind. Darin unterscheiden sich diese Oxydgele von den pyrognomischen Mineralien, deren Verglimmen nach Th. Liebisch[3] durch die Wärmeabgabe bedingt ist, die bei der Rückbildung des kristallisierten Zustandes aus dem amorphen frei wird.

Von einer systematischen Bearbeitung dieser für die Struktur der Gele wichtigen Vorgänge möchten wir absehen, da L. Wöhler bereits Versuche in größerem Umfang angekündigt hat.

Berlin, Dezember 1913. Chemisch-Technische Versuchsanstalt bei der Kgl. Porzellanmanufaktur.

---

[1] Über andere Ursachen der Kornvergrößerung vergl. die umfassende, kritische Zusammenstellung von K. Endell, Über Kornvergrößerung und Sinterung. Silikat-Zeitschr. Koburg. II. 1914. No. 1 und 2.

[2] P. P. von Weimarn, Grundzüge der Dispersoidchemie. Dresden 1912.

[3] Th. Liebisch, Sitzbr. Berliner Ak. 1910. p. 350—364.

Nickelhaltige Magnesite in Kroatien.

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram, Kroatien).

Im Terrain der Serpentingesteine, welche in Kroatien in bedeutender Menge in der Fruška gora[1] und in der Banovina[2] vorkommen, findet man immer auch etwas Magnesit. Dieser Magnesit steht im engsten Zusammenhange mit den Serpentinen, welche aus den Olivingesteinen entstanden, und es ist deshalb kein Wunder, wenn man in diesen sekundären Bildungen auch Nickel findet, für welchen wir wissen, daß er in Olivingesteinen entweder als Bestandteil des Olivins selbst oder einiger Nickelminerale (Nickelin, Awaruit, Josephinit) vorkommt. Jedoch findet man über nickelhaltige Magnesite in mineralogischer Literatur keine Berichte.

Nickelhaltige Magnesite findet man in der Fruška gora erratisch im Rakovački potok (potok = der Bach), Beočinski potok und Čerevićki potok und zwar im Terrain der Serpentingesteine. Diese Magnesite sind dicht, schneeweiß, sehr hart und zähe. Die Härte und Zähigkeit rührt jedenfalls von einer opalartigen Substanz her, mit welcher der ganze Magnesit wie imprägniert erscheint. Außerdem ist Magnesit mit dünnen Chalcedonadern durchgeflochten. Es ist interessant, daß beim Auflösen des Magnesits in heißer Salzsäure die Opalsubstanz, welche als ein feiner weißer Staub ungelöst bleibt, beim Filtrieren Schwierigkeiten bereitet, da sie durch das Filter geht.

Nachstehend die chemische Analyse unserer Magnesite:

	Magnesit aus		
	Rakovački potok	Beočinski potok	Čerevićki potok
SiO_2	20,21	24,01	10,87
FeO	0,63	0,62	0,18
MnO	Spur	Spur	Spur
NiO	0,54	0,71	0,04
CaO	0,06	0,62	Spur
MgO	37,49	35,23	42,46
CO_2	41,63	38,88	46,75
	100,56	100,07	100,30

Die Olivingesteine, aus welchen diese Magnesite entstanden, gehören zu den Lherzolithen und Duniten, die gänzlich in Serpentin umgewandelt sind. Nickelhaltige Minerale sind nirgends im Serpentin zu finden. Die chemische Analyse eines Serpentins von Rakovac (Veliki Gradac) gab folgendes Resultat:

[1] Kišpatić, Über Serpentine und serpentinähnliche Gesteine der Fruška gora in Kroatien. Mitteil. d. ungar. geol. Ges. Budapest. 1889. 8. p. 7.

[2] Kišpatić, Fortsetzung der bosnischen Serpentinzone in Kroatien. Verhandl. der südslavischen Akademie. 139. Zagreb (Agram) 1899.

SiO_2	41,48
Al_2O_3	Spur
Cr_2O_3	0,75
Fe_2O_3	4,58
FeO	3,41
MnO	Spur
NiO	0,80
CaO	Spur
MgO	33,98
H_2O unter 107°	0,91
H_2O über 107°	13,74
	99,65

Dieser Serpentin entstand aus Dunit, welches aus Olivin und etwas Chromit zusammengesetzt war. Der Olivin war zweifelsohne nickelhaltig und bei der Umwandlung ist sein Nickel auch in Serpentin übergegangen. Die Magnesite, die bei dieser Metamorphose entstanden, nahmen auch etwas Nickel auf. Chrom ist nicht von Magnesit aufgenommen worden, da das Chrommineral unverändert im Serpentin verblieb.

Ahnend, daß auch andere Magnesite, welche durch Zerstörung der Olivingesteine entstanden sind, nickelhaltig sein könnten, habe ich einen Magnesit aus dem Bušnica potok in der Zrinjska gora (bei Rujevac, unterhalb des Kopčić brijeg) der chemischen Analyse unterworfen. Das Resultat war folgendes:

SiO_2	10,40
FeO	1,21
MnO	Spur
NiO	0,20
CaO	1,50
MgO	40,70
CO_2	45,92
	99,93

So wie Magnesite aus der Fruška gora ist auch dieser dicht und schneeweiß. Auch er enthält eine Opalsubstanz. Die Serpentine, in welchen dieser Magnesit vorkommt, sind aus Lherzolith entstanden.

Die Magnesite, welche bei Zerstörung der Olivingesteine (Peridotit, Dunit, Olivinfels, Serpentin, Harzburgit, Lherzolith usw.) entstanden sind, enthalten vielleicht immer Nickel; ja, ein Nickelgehalt ist sogar ihre Charakteristik.

Zagreb (Agram), Min.-petrogr. Institut, 1914.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Ein verbessertes Richthofen'sches „Horizontalglas“[1].

Von Dr. **Arnold Heim.**

Mit 1 Abbildung.

Auf Anregung des Verf.'s hat die Firma R. Fuess in Berlin-Steglitz eine neue Verbesserung des v. Richthofen'schen Horizontalglases ausgeführt, die sich für viele Zwecke geologischer, geographischer und technischer Terrainaufnahmen als besonders praktisch erweist.

Das gewöhnliche Horizontalglas ist im wesentlichen wie folgt zusammengesetzt: Eine Libelle, die einem quadratischen Prisma aufgeschraubt ist, wird vermittelst Spiegelreflexion durch ein ausziehbares Rohrstück abgelesen, während gleichzeitig auf der linken Seite des Bildfeldes der anvisierte Gegenstand selbst erscheint.



Fig. 1. ca. $\frac{2}{5}$ nat. Größe.

Auf diese Weise kann rasch und mit einer annähernden Genauigkeit von $\pm$ 0,1 % aus freier Hand der mathematische Horizont einer Landschaft aufgesucht werden.

So praktisch sich unter Umständen dieses kleine Instrument erweist, so ist es doch andererseits so einseitig in seiner Verwendung, daß es relativ selten von den Geologen auf Exkursionen mitgenommen wird. Statt den mathematischen Horizont zu bestimmen, kommt der Geologe und Geograph viel häufiger in die Lage, das Gefälle schwach geneigter Linien und Flächen prüfen zu müssen, wobei weder Zeit noch Gelegenheit zum Arbeiten mit Präzisionsinstrumenten (Theodoliten) vorhanden sind und eine Genauigkeit von $\pm$ 0,1 % vollkommen ausreicht. Diesen Zwecken dient das verbesserte Horizontalglas mit Prozentablesung.

Die Konstruktion, ausgeführt von der Firma R. Fuess, ist sehr einfach. Statt die Libelle mit dem Prisma fest zu verbinden, wird diese um eine horizontale Achse drehbar gemacht. Das Ver-

[1] Zu beziehen durch R. Fuess, optisch-mechanische Werkstätte, Berlin-Steglitz.

stellen geschieht mittels einer Mikrometerschraube, deren Kopf als Zahlrädchen zum direkten Ablesen der Gefällprozente dient (vergl. Fig. 1).

Will man die Neigung vom Auge des Beobachters zu einem bestimmten Landschaftspunkte ermitteln, so hält man das Horizontalglas wie ein Fernglas mit der linken Hand und dreht gleichzeitig am Zahlrädchen mit der rechten, bis die Libelle auf die Mitte zwischen die beiden Teilstriche fällt. Ein Stift zeigt auf dem Rädchen die Zahl der Gefällprozente. Die Zehntelprozente können ohne Schwierigkeit geschätzt werden, wie z. B. + 3,2 %, das heißt vom Auge des Beobachters bis zu dem anvisierten Punkt ist eine Steigung von 3,2 % vorhanden. Nach einiger Übung ist man imstande, eine solche Messung in weniger als einer halben Minute auszuführen. So können mit dem neuen Instrumentchen Gefälle von + 4 % bis — 4 % in der denkbar kürzesten Zeit gemessen werden. Die Genauigkeit von etwa ± 0,1 % ist für die meisten Fälle ausreichend.

Soll das Instrumentchen zum Aufsuchen des mathematischen Horizontes dienen, so stellt man einfach das Rädchen auf 0 und verwendet es in genau gleicher Weise wie das gewöhnliche feste Horizontalglas. Von der kaum nennenswerten Volumvermehrung abgesehen, bietet das neuverbesserte Horizontalglas nur Vorteile, ohne Nachteile mit sich zu bringen.

Außer der Bestimmung von Gefällen, die im Vergleich zum Gesichtsfeld des Beobachters radial liegen, sind im Gelände fast ebenso häufig Neigungslinien zu messen, die zum Gesichtsfeld des Beobachters tangential liegen. Wir sehen z. B. eine Schichtkante in einer Entfernung von einigen Kilometern und befinden uns annähernd in der streichenden Verlängerung der Schichtfläche, oder auf der anderen Talseite alte Erosionsterrassen, deren Neigungen genauer bestimmt werden sollten, als es das am Kompaß angebrachte Klinometer mit Gradeinteilung gestattet. Auch diese Art von Gefällmessung ist beim verbesserten Horizontalglas besonders berücksichtigt, indem die Libelle auch von der Seite abgelesen werden kann. Man hält das prismatische Rohrstück mit der ausgestreckten Linken, diesmal aber senkrecht zur Sehrichtung und ohne zu „verkanten“, bringt die Prismakante in Übereinstimmung mit der zu messenden Terrainlinie, dreht gleichzeitig mit der Rechten das Rädchen, bis die Libelle in der Mitte steht, und liest dann wie vorher das Gefälle in Prozenten ab.

Aus der obigen Beschreibung ergibt sich die vielseitige Anwendung des verbesserten Horizontalglases mit Prozentablesung von selbst. Besonders geeignet ist es für Flachlandaufnahmen. Hat man eine Karte ohne Höhenkurven, jedoch mit einzelnen vermessenen Punkten zur Hand, so dient es zum Höhenmessen als Ersatz des nicht immer zuverlässig arbeitenden Aneroidbarometers.

In Flachländern wie Kansas und Oklahoma, U. S. A., wo die Hauptaufgabe des Tektonikers und Petrolexperten in der Messung sehr schwach geneigter Schichtflächen von großer Ausdehnung besteht, ersetzt das neue Horizontalglas die sonst ausgezeichnete Alidade nivellatrice von Tavernier-Gravet (Paris). Da mit dem Horizontalglas ein Stativ oder Stock überflüssig ist, können das Nivellieren im Streichen und das Fallen ungleich rascher bestimmt werden. Das im Vergleich zur Alidade weniger genaue Handvisieren wird ungefähr kompensiert durch das leichtere Ablesen auf dem Zahlrädchen. Es versteht sich, daß der Kompaß, und zwar am zweckmäßigsten der neue Geologenkompaß mit Deklinationskorrektur[1] von F. W. Breithaupt & Sohn in Kassel, das wichtigste Hilfsinstrument ist und stets zur Hand sein muß.

Ist die Schichtfläche nicht direkt sichtbar, sondern nur das Ausgehende einer resistenten Schichtbank, so bestimmt man mit dem Horizontalglas das Fallen und mit dem Kompaß die zugehörigen Richtungen zweier im Winkel zueinander stehender Schichtkanten, und erhält daraus das Streichen und Fallen durch eine ganz einfache geometrische Konstruktion.

Für den Geographen, Geologen, Geomorphologen, Forschungsreisenden, Wasser-, Petrol- und Minenexperten ist das Horizontalglas mit Prozentablesung wohl eines der nützlichsten und wichtigsten Tascheninstrumente. Ob der Beobachter zu Fuß, zu Pferd, im Dampfer, Wagen oder Automobil arbeitet, es gestattet Gefällsmessungen bis zu etwa 5 % selbst unter schwierigen Umständen und in der denkbar kürzesten Zeit.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner mineralogische Gesellschaft. Sitzung vom 27. Januar unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton.

T. Crook: Die genetische Klassifikation der Gesteine und Erzlagerstätten. Es wurden die allgemeinen Grundlagen einer Klassifikation der Gesteine betrachtet, der Begriff Gestein alle Minerallagerstätten umfassend. Es ließ sich die wahre Natur genetischer Gruppierung bestimmen. Beide, Gesteine und Erzlagerstätten, zerfallen in große natürliche Abteilungen gemäß einer geologischen Gruppierung der bildenden Faktoren und Vor-

[1] Vergl. Arnold Heim, Ein neuer Geologenkompaß mit Deklinationskorrektur. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 21. 573. 1913.

gänge, indem ein Typus bestimmt wird durch den letzten wirksamen Faktor oder Vorgang, der die Individualität des Gesteins bedingt. Die beiden Hauptgruppen sind 1. endogenetische Lagerstätten, hervorgerufen durch innere Ursachen und 2. exogenetische Lagerstätten durch Entstehung an der Oberfläche, und diese werden auf eine übereinstimmende genetische Art in Unterabteilungen geschieden. „Sedimentäre" und „metamorphische" Bildungen können nicht als zwei unabhängige, selbständige Unterabteilungen betrachtet werden. Zum Schluß wurde eine historische Übersicht über die Anwendung genetisch geologischer Prinzipien auf die Einteilung der Gesteine und Erzlagerstätten gegeben.

Prof. A. F. Rogers: Lawsonit aus den zentralen Küstenketten von Kalifornien. Es werden Kristalle von neuen Fundorten beschrieben von prismatischem und tafligem Habitus und der gewöhnlichen geringen Größe; sie zeigen die Formen (010), (001), (011), (110).

A. F. Hallimond: Einachsiger Augit von Mull. Die kleinen leistenförmigen Kristalle, die selten über $\frac{1}{2}$ mm im Durchmesser erreichen, haben einen Brechungsindex ω 1,714, ε 1,744, ein spezifisches Gewicht von 3,44, ausgesprochenen Dichroismus (ω rauchbraun, ε blaßgelb), zwei Spaltrichtungen unter nahezu rechtem Winkel und einen Auslöschungswinkel von $30\frac{1}{2}^0$ mit der Spaltbarkeit. Eine chemische Analyse weist bestimmte Unterschiede vom gewöhnlichen Diopsid auf und nähert sich der Zusammensetzung des Hypersthen.

H. H. Thomas und W. Campbell Smith: Ein Apparat zum Schleifen von Kristallplatten und Prismen. Ein Zylinder aus Kanonenmetall von 5 cm im Durchmesser, mit seiner Achse, senkrecht zu einer dreieckigen Messingplatte, steht auf drei Schrauben, deren eine einen Kopf mit einer Gradeinteilung hat, und ist vertikal verschiebbar nach einer Achse und um diese drehbar. Durch Drehung der graduierten Schraube wird der Zylinder um einen bestimmten Winkel zur Schleifunterlage geneigt. Ein passend aufgekitteter Kristall wird mit Hilfe der beiden Drehungen in jede gewünschte Lage gebracht und kann durch besondere Vorrichtungen in diesen Lagen auch festgehalten werden. Die Nullstellung wird optisch bestimmt. Eine graphische Methode zur Bestimmung der erforderlichen Drehungen wurde beschrieben.

Besprechungen.

Ernst Küster: Über Zonenbildung in kolloidalen Medien. Jena bei Gustav Fischer 1913. 111 p. mit 53 Abbildungen im Text.

Die vorliegende Arbeit verfolgt den Zweck, eine Reihe von Strukturen der Organismen durch den Vergleich mit ähnlichen experimentell erzielbaren Formen toten Materials kausal verständlich zu machen. Es wird hauptsächlich Bezug genommen auf die bekannten Versuche von Liesegang, mit denen letzterer auch die Entstehung des Achats zu erklären versucht hat (dies. Centralbl. 1910. p. 593 etc.). Die Bedeutung der Liesegang'schen Diffusionsbilder für das kausale Verständnis der an vegetabilischen Objekten wahrnehmbaren rhytmischen Strukturen liegt offenbar in dem durch die Gelatineversuche erbrachten Nachweis, daß rhytmische Strukturen ohne rhytmische Einwirkung der Außenwelt zustande kommen und daß bereits einfache Diffusionsvorgänge rhytmische Strukturen entstehen lassen können. Verf. verwertet allein diese von Liesegang studierten Diffusionsvorgänge bezw. die durch sie in Gelen hervorgerufenen morphologischen Rhytmen zur kausalen Erklärung der in Organismen wiedergefundenen Strukturen. Was ihn dazu veranlaßt, war die Tatsache, daß die in vitro erzeugten und die vom lebenden Organismus geschaffenen Strukturen selbst in allen Einzelheiten miteinander viel zu deutlich übereinstimmen, als daß die Ähnlichkeiten als „zufällig" und belanglos für die entwicklungsmechanische Betrachtung der vom Leben gelieferten Schichtungsbilder hätten eingeschätzt werden können. Bezüglich des Details muß auf das in erster Linie für Botaniker geschriebene Buch verwiesen werden. **Max Bauer.**

Miscellanea.

Der diesjährige Ertrag der Prof. Dr. Emil Philippi-Stiftung wurde dem Assistenten am Geol.-paläont. Institut der Universität Leipzig, Herrn Dr. Th. Brandes, für Untersuchungen „Über die variskischen Züge im Bauplan Mitteldeutschlands" verliehen.

Personalia.

Angenommen: a.o. Prof. Dr. **H. E. Boeke** in Halle a. S. einen Ruf an die Universität Frankfurt a. M. als Professor der Mineralogie und Petrographie und Direktor des Mineralogisch-petrographischen Instituts.

Verliehen: Prof. Dr. **C. Busz** in Münster i. W. der Charakter als Geheimer Bergrat.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Mai 1914 No. 9

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

atlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Geologisch-mineralogische Beobachtungen in Indien.

Von **Richard Lang.**

1. Klimawechsel seit der Diluvialzeit auf Sumatra.

Vielfach findet man heute die Auffassung vertreten, daß der Laterit ein Verwitterungsprodukt der feuchten Tropen bilde. Bei meinem Aufenthalt in Sumatra zum Zweck ölgeologischer Untersuchungen war ich daher sehr erstaunt, in diesem sehr niederschlagsreichen Tropengebiet nirgends Laterit, wie ich erwartet hatte, als Verwitterungsprodukt an der Erdoberfläche zu finden. Im Flachland der Residentschaft Palembang und, soweit bekannt, des angrenzenden Djambi sowohl als auch in dem gegen Westen aufsteigenden Gebirge auf dem Gebiet der Residentschaft Benkulen (wahrscheinlich aber auch in den meisten übrigen Teilen der in einer Länge von über 1600 Kilometern sich erstreckenden Insel) lassen vielmehr alle Bodenprofile in gleicher Weise zuoberst Braunerden oder Humuserden, und zwar genau in der Ausbildung, wie wir sie z. B. aus Deutschland gewohnt sind, erkennen. Erst unter dieser Bodendecke pflegen, wenn nicht das unzersetzte Gebirge folgt, die bunten, leuchtenden Verwitterungsschichten aufzutreten, die durch die häufig vorkommenden Eisenkonkretionen — im Gegensatz zu den konkretionsfreien Roterden — sofort als echter Laterit sich dokumentieren. Überall liegt zunächst der Erdoberfläche gelb, braun oder schwarz gefärbtes, darunter durch unregelmäßig verteilte grellrote bis reinweiße Farben ausgezeichnetes Verwitterungsmaterial.

Die Bildung von Böden mit mehr oder weniger reichlichem Gehalt an Humusstoffen schließt die gleichzeitige Entstehung von Laterit am selben Orte aus und umgekehrt. Dies ergibt sich ohne weiteres aus chemischen Erwägungen sowie aus den bisherigen Darstellungen über das Vorkommen und die Bildungsweise des Laterits. Es ist somit keine andere Deutung möglich als die, daß die von mir besuchten Gegenden, in denen oberflächlich ausschließlich Braunerde- und Humusbildung sich vollzieht und Laterit direkt an der Erdoberfläche nicht vorkommt, gegenwärtig unter anderen klimatischen Bedingungen sich befinden als zur Zeit der Lateritbildung und daß letztere somit einer früheren geologischen Periode zugerechnet werden muß. Schon Tobler hat die Beobachtung

gemacht, daß die niederste Flußterrasse in Palembang und Djambi im Gegensatz zu der (bezw. den) höheren niemals laterisiert ist[1]. Doch scheint bisher aus dieser Tatsache noch von keiner Seite der Schluß des Klimawechsels gezogen worden zu sein. Über die bodenkundlichen Befunde hoffe ich an anderer Stelle näheres berichten zu können. Hier sei auf die geologische Seite der Frage eingegangen.

Wie weit die Zeit der Lateritbildung an die Jetztzeit heranreicht, läßt sich nach paläontologischen Merkmalen nicht feststellen, da ich solche nicht finden konnte. Es können deshalb für die Altersbestimmung nur geologische Tatsachen herangezogen werden. Die Lateritbildung ist selbst noch zur Ablagerungszeit mancher mehr oder weniger verhärteter Kies-, Sand- und Tonablagerungen erfolgt, die in weiter regionaler Verbreitung oft Steilufer bildend manche Flüsse begleiten, und nur die niederste, jüngste Terrasse, die heute noch von den Flüssen überschwemmt wird, trägt ausschließlich nicht laterisiertes Material, weshalb an den Ufern der großen Flüsse oft weithin kein Laterit sichtbar wird. Die Lateritbildung hat somit bis in die geologisch jüngste Zeit hinein gedauert. Ob sie mit der Diluvialzeit abschließt oder ob wir noch eine Phase des Alluviums hierfür in Anspruch nehmen müssen, möchte ich dahingestellt sein lassen.

Das Wesen der Klimaänderung auf Sumatra besteht offenbar darin, daß seit der Diluvialzeit eine beträchtliche Steigerung der Niederschlagsmengen eingetreten ist. Heute bewegen sich dieselben in den von mir untersuchten Gegenden, soweit Beobachtungen vorliegen, zwischen 2500 und 3500 Millimeter im Jahr[2], und diese Ziffern dürften für die höher im Gebirge liegenden Landesteile, von denen Angaben fehlen, sich nicht unwesentlich erhöhen. Nur durch die extrem hohen Regenmengen, die das Land jetzt überschütten, läßt sich die Braunerde- und Humusbildung unter äquatorialen Breiten erklären, da nur durch sie die völlige Verwesung des Humus trotz der hohen Temperaturen verhindert wird. Weiß man doch, daß in den Tropen Niederschlagsmengen von 2000 Millimeter und mehr im Jahr nötig sein können, um ausgesprochen humide Bedingungen zu schaffen[3]. Andererseits

[1] Topographische und geologische Beschreibung der Petroleumgebiete bei Moeara Enim (Süd-Sumatra). Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 1906. p. 255, und Korte Beschrijving der Petroleumterreinen Residentie Djambi (Sumatra). Landsdrukkerij, Batavia 1912. p. 6.

[2] Nach dem Rapport nopens den Aanleg van Staatsspoorwegen in Zuidsumatra (Batavia, Landsdrukkerij 1911. II. Teil. p. 200) hat Palembang 2674, Benkulen 3353, Tebingtinggi 3174, Lahat 3454 Millimeter durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe.

[3] Ramann, Bodenkunde. 3. Aufl. p. 523.

gehört die Lateritbildung den Bodenzonen an, in denen eine vollständige Zerstörung aller Humusbestandteile bei hoher Temperatur erfolgt. Es können somit die Niederschlagsmengen, die einst während der Zeit der Lateritbildung in Sumatra herrschten, nicht die Höhe der heutigen erreicht haben.

Man könnte daran denken, daß im wesentlichen nicht die Änderung in den Niederschlagsmengen, sondern eine Temperaturerniedrigung den Wechsel von Laterit- zu Braunerde- und Humusbildung verursacht hat. Eine einfache Überlegung ergibt aber, daß ja schon heute auf Sumatra entsprechend seiner äquatorialen Lage die höchsten Temperaturen bestehen, die hier überhaupt möglich sind (die Temperaturen schwanken im Flachland und in den Hügelgebieten nach meinen bisherigen halbjährigen Beobachtungen zwischen ca. 22° C niederster und 34° C höchster Temperatur im Schatten), und daß deshalb in früherer Zeit unter andern klimatischen Bedingungen die Insolation jedenfalls nicht höher gewesen sein kann, denn nichts berechtigt zu der Annahme, daß in der letzten Vorzeit allgemein wesentlich höhere Temperaturen als heute auf der Erde geherrscht haben.

Auch bei Annahme von tektonischen Verschiebungen, insbesondere von Hebungen und Senkungen des Landes hätte, wenn man überhaupt einen wesentlichen, geologisch erkennbaren Klimawechsel durch sie annehmen mag, eher die umgekehrte Reihenfolge der Verwitterungsarten eintreten müssen, als tatsächlich beobachtet ist. Denn man muß für die geologisch jüngste Zeit, wie schon länger bekannt ist [1], eine Hebung des Landes annehmen. Diese ist meines Erachtens für die Ostseite des Landes nur eine geringe gewesen, da hier das eine Rumpfebene darstellende Flachland nur ganz wenig aus dem Meer emporgehoben wurde. In den gebirgigen Teilen des Landes dürften dagegen keine wesentlich das Klima beeinflussenden Umgestaltungen sich vollzogen haben trotz der vulkanischen Tätigkeit auf der Insel, die in der Diluvialzeit einen Höhepunkt erreicht haben mag. Man könnte somit für die landeinwärts gelegenen Gebiete des Flachlandes von Sumatra höchstens ein etwas kontinentaleres und damit vielleicht wenig trockeneres Klima erwarten, als früher herrschte, nicht aber ein wesentlich feuchteres, wie tatsächlich beobachtet ist.

Da der erkannte Klimawechsel, wie aus dem eben Besprochenen hervorgeht, durch Veränderungen der Insel Sumatra selbst nicht erklärbar ist, so muß sein Ursprung außerhalb des Landes gesucht werden.

Man könnte etwa an tellurische Verschiebungen von größtem Umfang denken, an Änderungen von Meeres- und Windströmungen, sowie Änderung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft

---

[1] Vergl. darüber die ausführliche Darstellung in Tobler a. a. O. p. 313.

und damit an einen Wechsel der Niederschlagsmengen im Zusammenhang mit dem Auftreten oder Verschwinden von Landmassen, die an Sumatra grenzen bezw. grenzten. So wäre hier an die frühere Verbindung Sumatras mit der heutigen Halbinsel Malakka zu erinnern, die durch die tektonischen Beziehungen und die Gemeinsamkeit vieler rezenter Tierformen wahrscheinlich gemacht ist. Eine möglicherweise ganz junge Senkung etwa hätte die Öffnung der Malakkastraße und damit die Klimaänderung hervorgerufen. Es ist mir unmöglich zu entscheiden, ob die Entstehung der Malakkastraße tatsächlich einen solchen umgestaltenden Einfluß auf die klimatischen Bedingungen und damit auf die Verwitterung haben konnte, wie dieser auf Sumatra beobachtet ist. Es ist aber anzunehmen, daß die Malakkastraße schon zur Zeit der Lateritbildung auf Sumatra fertig gebildet war, da Sumatra vor dem Einsetzen des für die Insel nachgewiesenen und oben besprochenen Hebungsvorganges in der letzten Vorzeit nicht unwesentlich kleiner gewesen sein muß als heute, und da auch die jetzige Halbinsel Malakka, wie Scrivenor[1] angibt, vor noch nicht sehr langer Zeit eine Insel oder Inselgruppe gewesen sein muß und auch hier — offenbar mit Sumatra korrespondierend — eine bis heute anhaltende Hebungsbewegung zu konstatieren ist. Für die übrigen Gebiete zunächst Sumatra sind ganz junge tektonische Krustenbewegungen von größtem Ausmaß, die eine Klimaänderung hätten bewirken können, nicht bekannt geworden.

Es dürfte somit eine zweite Möglichkeit wahrscheinlicher sein, daß nämlich der Klimawechsel auf Sumatra durch kosmische Ursachen veranlaßt ist.

Besonders die Möglichkeit einer Breitenverschiebung, die für die Tertiärzeit und auch für das Diluvium mit immer größerer Wahrscheinlichkeit angenommen wird, halte ich nicht für ausgeschlossen. Obgleich unter dieser Voraussetzung Sumatra zur Diluvialzeit vom Äquator entfernt war, so kann man doch annehmen, daß es damals in einer Zone geringerer Niederschläge innerhalb des Tropengürtels lag und daß dadurch die Lateritbildung sich vollziehen konnte, wenn auch die Durchschnittstemperaturen um einige Grade niederer sein mochten als heute. Durch die Annäherung an den Äquator wäre dann der Klimawechsel in der Weise erfolgt, daß das vorher regenärmere Sumatra in den Bereich des tropischen Regengürtels kam und dadurch eines der niederschlagreichsten Gebiete der Erde wurde, in dem heute trotz hoher Temperaturen die Bildung von Braunerden und Humuserden sich vollzieht.

Dieselbe Erscheinung des Klimawechsels läßt sich jedoch

[1] Geological history of the malay peninsula. Quart. Journ. Geol. Soc. 1913. p. 362.

auch bei Annahme einer allgemeinen Temperaturabnahme der Erde während der Diluvialzeit erklären. Durch die Temperaturerniedrigung wären, wie dies Penck[1] jüngst ausführte, die beiden tropischen Trockengebiete nördlich und südlich des Äquators einst einander genähert gewesen, und zwar in unserem speziellen Falle derart, daß in den dem Äquator zunächst liegenden Teilen Indiens ein Minus an Niederschlägen gegenüber heute vorhanden war. Es hätte dadurch stets eine sofortige Zerstörung aller Humusbestandteile stattgefunden, wodurch es möglich wurde, daß sich Laterit auch unter dem Äquator bildete. Mit der allgemeinen Zunahme der Temperaturen an der Erdoberfläche wäre entsprechend ein Polwärtswandern der äquatorialen Trockengrenzen und damit eine Ausdehnung des regenfeuchten Tropengürtels und in dessen mittlerem Teile eine Zunahme an Niederschlägen erfolgt. Dieser letztere Umstand hätte dann für Sumatra die Bildung mehr oder weniger humusreicher Erden als Verwitterungsprodukt verursacht.

Auf Grund der Formen der Landoberfläche hat Penck[1] für die Nord- und Südgrenze der feuchten Tropen Amerikas und Afrikas einen Wechsel von trockenerem zu feuchterem Klima konstatiert. Er konnte zeigen, daß die äquatorialen Trockengrenzen seit der Diluvialzeit polwärts gewandert sind. Früher geschlossene Hohlformen, die ein Merkmal arider Gebiete bilden, sind durch diese Klimaänderung in heute aufgeschlossene Becken umgewandelt worden oder stehen im Begriff, in solche sich umzuwandeln, da sie jetzt vielfach Abflüsse besitzen oder wenigstens mehr oder weniger von Wasser erfüllt werden. Ebenso haben Flüsse an den äquatorialen Trockengrenzen eine Stromentwicklung von auffälliger Unregelmäßigkeit und Unfertigkeit, was gleichfalls auf eine Zunahme der Niederschläge in diesen Gebieten seit der letzten Vorzeit hinweist.

Es dürfte für die Richtigkeit der Annahme eines Wechsels von trockenerem zu feuchterem Klima seit der Diluvialzeit in gewissen Teilen der Tropen sprechen, daß von völlig verschiedenen Gesichtspunkten aus und in verschiedenen Gebieten dasselbe Resultat erhalten worden ist.

Singapore, im Januar 1914.

---

[1] Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel. Sitz.-Ber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wissensch. Berlin 1913. p. 77—97.

Über die chemische oder physikalische Natur der kolloiden wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Erwiderung an Herrn R. Gans.

Von **Georg Wiegner** in Zürich.

Herr R. Gans hat in diesem Centralbl. 1913, No. 22—23, p. 699 ff. unter dem Titel „Über die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate“ eine Arbeit veröffentlicht, deren 2. Teil (von p. 728 an) im wesentlichen eine Kritik meiner Deutung der Versuchsresultate, wie ich sie im Journal für Landwirtschaft gab [1], enthält. Es handelte sich bei meinen Untersuchungen um das Studium des Austauschvermögens der Permutite, die ich mit van Bemmelen, Stremme, Blanck u. a. als gemengte Gele aus Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure auffaßte, wobei ich darauf hinwies, daß die Umsetzung alle Eigentümlichkeiten einer sogenannten Absorptionsreaktion, und daß die Ackererde quantitativ dieselben Gleichgewichtsverhältnisse zeigt. Gans bemüht sich in seiner neuen Arbeit darzustellen, daß sich die Permutite bei der Dissoziation mit Wasser und beim Austausch gegen neutrale Salzlösungen wie chemische Verbindungen verhalten. Der Weg, auf dem er zu diesem Resultat kommt, zeigt, daß die Gesetze der chemischen Gleichgewichtslehre nicht richtig angewendet wurden. Im folgenden soll die Unzulänglichkeit einer solchen Betrachtungsweise gezeigt werden.

Das Wesentliche des 2. Teils der Gans'schen Arbeit liegt darin, daß der Verf. beweisen will, daß die Absorption bei Austauschprozessen dieselbe Formulierung ergibt, wie die mathematische Fassung als Gleichgewicht einer chemischen Reaktion (p. 732—733).

Allerdings muß dabei die sogenannte Freundlich'sche Formel [2] für die Formulierung der Reaktion als Absorptionsreaktion

$$\frac{x}{m} = k\, c^{\frac{1}{p}}$$

$\left(\frac{x}{m}\right.$ durch 1 Gramm Bodenkörper absorbierte Menge, c Konzentration des gelösten Stoffes nach der Absorption, k und $\left.\frac{1}{p}\right.$ Konstanten.$\left.\right)$

verworfen werden, damit die Übereinstimmung zwischen Absorption bei Austausch und chemischer Reaktion scheinbar hergestellt wird. Die Ablehnung der Freundlich'schen Formel geschieht mit der Begründung,

[1] G. Wiegner, Über den Basenaustausch der Ackererde. Journal f. Landwirtschaft. 60. p. 111—150 u. 197—222. 1912.

[2] Die Formel wurde von Ostwald und van Bemmelen zuerst angewendet, von Freundlich in größerem Umfange gebraucht.

1. daß die Absorption nach den Untersuchungen von C. G. Schmidt ein Maximum besitzt, was in Freundlich's Formel mathematisch nicht zum Ausdruck kommt;

2. daß die Absorption auch nach den Überlegungen und Ableitungen von Sv. Arrhenius ein Maximum besitzen muß;

3. daß bei Anwendung der Freundlich'schen Formel die Rückwirkung der ausgetauschten Kationen auf das Gleichgewicht vernachlässigt werde.

Was Punkt 1 und 2 anbetrifft, so steht nach meinen Untersuchungen absolut nichts im Wege, die Reaktion als Oberflächenreaktion nach den Formeln von C. G. Schmidt und Sv. Arrhenius zu formulieren. Ich habe auf p. 147 und 148 meiner Abhandlung gezeigt, daß die Formel von Schmidt, auf p. 149, daß auch die einkonstantige Formel von Svante Arrhenius in unserm Falle sehr gut erfüllt ist. Es ist also für die quantitative Wiedergabe der Versuchsresultate gleichgültig, welche Formel man verwenden will, die rein empirische Formel von Freundlich, die den Vorteil großer Handlichkeit hat, oder die auf Grund von theoretischen Erwägungen (und zwar auf Grund der Anschauung, daß es sich um eine Oberflächenreaktion handelt) abgeleiteten Formeln von Schmidt und Arrhenius. Alle 3 Formeln für sogenannte Oberflächenreaktion schließen sich den Beobachtungen an Permutiten sehr gut an. Gans verwirft endlich drittens die Freundlich'sche Formel aus dem Grunde, weil dabei die Rückwirkung der ausgetauschten Kationen auf das Gleichgewicht vernachlässigt werde. Es ist vollkommen richtig, daß eine absolut strenge Wiedergabe des Gleichgewichts die Berücksichtigung der Rückwirkung der ausgetauschten Kationen verlangt. Ich habe deshalb als Ziel der weiteren Forschung auf diesem Gebiet hingestellt (s. p. 221 Über den Basenaustausch etc.), daß eine Untersuchung der Absorption aus Salzgemischen notwendig sei. Allerdings ist, worauf ich in meiner Arbeit hinwies, bereits von Masius[1] gezeigt worden (p. 10 seiner Arbeit), „daß die Adsorption eines Gemisches zweier Stoffe der eines einzigen so weitgehend analog ist, daß sie sich (wenigstens einigermaßen) nach derselben Formel berechnen läßt. Für die Adsorption jedes Stoffes im Gemisch und anscheinend auch für die Summe gelten analoge quantitative Regelmäßigkeiten wie bei reinen Stoffen, nur wird die Adsorption eines Stoffes durch die Gegenwart eines andern adsorbierbaren Stoffes erniedrigt.“ In der Formel $\frac{x}{m} = k\, c^{\frac{1}{p}}$ ist die Größe der Konstanten k und $\frac{1}{p}$ abhängig von der Rückwirkung der ausgetauschten Stoffe; die Änderung der Konstanten mit der Konzentration ist bei den Ver-

[1] Masius, Über die Adsorption in Gemischen. Inaug.-Dissert. Leipzig 1908.

hältnissen, wie sie bei den von mir studierten Austauschreaktionen vorliegen, nachweislich gering. Aus meinen experimentellen Untersuchungen geht hervor, daß für den Konzentrationsbereich:

Gleichgewichtskonzentration von NH_4Cl in Millimol:

$$c = 0{,}0088 \text{ bis } 0{,}2250 \text{ beträgt: } k = 3{,}429 \quad \frac{1}{p} = 0{,}398$$

$$c = 0{,}0088 \text{ bis } 4{,}6943 \quad \text{„} \quad : k = 2{,}823 \quad \frac{1}{p} = 0{,}336.$$

Es hat sich also gezeigt, daß sich in dem weiten Konzentrationsbereich von 0,0088 bis 4,6943 Millimol die adsorbierte Menge ausgezeichnet nach der Formel $\frac{x}{m} = 2{,}823\ c^{0{,}336}$ berechnen läßt, daß also die Rückwirkung der ausgetauschten Kationen in vorliegendem Falle durch die geeignete Wahl der Größen von k und $\frac{1}{p}$ hinlänglich genau ausgedrückt werden kann. Es ist einleuchtend, daß der Einfluß der ausgetauschten Kationen mit zunehmender Gleichgewichtskonzentration immer geringer werden muß, da prozentisch der ausgetauschte Stoff gegenüber dem verdrängenden Stoff mehr und mehr zurücktritt. Sowohl die Notwendigkeit der Untersuchung der Absorption von Permutiten aus Salzgemischen bei weiterem Studium der Erscheinung, als auch die Berechtigung der Annahme der Gültigkeit einer Adsorptionsisotherme mit geeigneten Konstanten bei der Absorption aus Gemischen nach den Untersuchungen von Masius (s. p. 205 meiner Arbeit) wurden von mir bereits hervorgehoben. Es erscheint mir unberechtigt, daraus einen Widerspruch in meinen Ansichten konstruieren zu wollen. Daß jedes Kation eine spezifische Adsorbierbarkeit besitzt, wurde betont, daß die Rückwirkung der ausgetauschten Kationen für das untersuchte Gebiet die Gültigkeit einer geeigneten Adsorptionsisotherme nicht beeinflußt, im weitem Umfange experimentell bewiesen.

Betrachten wir jetzt, was Gans an Stelle des Vorhandenen gesetzt hat. Er gebraucht weder die Formel von Freundlich noch die Formel von Arrhenius und Schmidt, die er zuerst zur vermeintlichen Entkräftung der Freundlich'schen Formel verwendet hat, sondern er nimmt eine neue Formel an, bei der die Rückwirkung der ausgetauschten Kationen berücksichtigt sein soll. Eine exakte Ableitung wird dieser Formel nicht gegeben. Eine solche Ableitung fehlt allerdings auch der sogenannten Freundlich'schen Formel; aber während diese durch vielfältige Erfahrung gestützt ist, widerspricht die neue Formel von Gans den Erfahrungen, die man bei Absorptionsreaktionen, auch bei den Reaktionen mit Austausch, gemacht hat. Die Gans'sche Formel hat folgende Gestalt:

$$K_2 = \frac{\frac{x}{m}}{\frac{a}{g}}$$

dabei bedeutet $\frac{x}{m}$ die durch 1 g Permutit absorbierte Kationenmenge (in Millimol), a die Anzahl Millimol des gleichen Kations nach der Absorption im Gleichgewicht ohne Rücksicht auf deren Konzentration, g die gesamte Anzahl Millimol Kationen im Gleichgewicht, ebenfalls ohne Konzentrationsberücksichtigung.

Das Hervorstechende an der GANS'schen Formulierung ist die Forderung, daß die absorbierte Menge lediglich von der absoluten Menge der Stoffe im Gleichgewicht, nicht von deren aktiver Menge, nämlich der Verdünnung, abhängen soll. Nun ist es von allen Forschern, die bisher auf dem Gebiete der Absorption gearbeitet haben, vor allem hervorgehoben worden, daß die Konzentration der Stoffe im Gleichgewicht, d. h. die Menge pro Volumeneinheit, für die Lage des Gleichgewichtszustandes maßgebend ist. Aus allen Untersuchungen von VAN BEMMELEN geht unzweideutig hervor, daß das Absorptionsgleichgewicht abhängig ist von der Endkonzentration. Für die Ackererde ist diese Tatsache lange bekannt. Wäre die Formel von GANS in Übereinstimmung mit der Erfahrung, so müßte es gleichgültig sein, ob man eine bestimmte Menge Ackererde mit einer größeren oder kleineren Lösungsmenge schüttelt, wenn nur der Gesamtgehalt an Salz in der Lösung der gleiche wäre. Schon 1866 schreibt HEIDEN[1], daß die Menge der von einer Erde absorbierten Basis 1. von der Konzentration der Lösung, 2. von der Menge derselben abhängt. Diese Tatsache ist nachdem viele Male bestätigt worden. Es handelt sich bei diesen Reaktionen genau wie bei den GANS'schen um Reaktion mit Austausch. GANS zieht selber (p. 737 seiner Abhandlung) aus seiner Formel folgende, der Erfahrung widersprechende Konsequenz mit den Worten: „Es kommt bei den Austauschvorgängen auf die Menge des Salzes, nicht aber auf die zur Lösung verwendete Flüssigkeitsmenge an. Es muß also die gleiche Höhe des Austausches erzielt werden, gleichgültig, ob dieselbe Menge Salz z. B. in 50 ccm oder in 200 ccm Wasser gelöst ist." Allerdings macht er folgende einschränkende Fußnote: „Wenn jedoch die Absorption auch von dem Dissoziationsgrade der gelösten Salze beeinflußt wird, so erscheint es fraglich, ob sich die gleiche Höhe der Absorption bei derselben Salzmenge auf alle Konzentrationen erstreckt." GANS hat ferner die Konsequenz seiner Formel experimentell geprüft und berichtet über folgenden Versuch:

[1] HEIDEN, Lehrbuch der Düngerlehre 1866. p. 249.

5 g Permutit absorbierten aus einer Lösung von 0,25 g $(NH_4)Cl$ in 50 ccm Wasser dieselbe Menge Stickstoff (0,0561 g) wie aus einer Lösung aus 0,25 g NH_4Cl in 200 ccm Wasser (0,0558 g).

Die Eigenart dieses Versuchsergebnisses, das den bisherigen Erfahrungen widerspricht, veranlaßte mich, das Experiment nachzuprüfen. Um dem Einwand zu begegnen, daß bei andrer Konzentration als der von GANS verwandten, die in der GANS'schen Fußnote angedeuteten Dissoziationsänderungen in Frage kommen könnten, verwandte ich dieselben Konzentrationen wie GANS. Mein Versuchsergebnis fiel anders aus[1]:

Es wurden 5 g Ca-K-Permutit geschüttelt:

I. mit 49,165 g Lösung mit 0,2498 g NH_4Cl = 0,0654 g N
II. mit 200,112 g „ „ 0,2498 g NH_4Cl = 0.0654 g N.

Nach Einstellung des Gleichgewichtes wurden analysiert von Lösung:

I. 30,624 g Lösung. Sie enthielten 0,01274 g N
II. 180.973 g „ . „ „ 0,02514 g N.

Es waren also nach Einstellung des Gleichgewichts enthalten in

I. 49,165 g Lösung: 0,02045 g N
II. 200,112 g „ : 0,02780 g N.

Wir erhalten also das Resultat:

0,2498 g NH_4Cl geschüttelt

	I. mit 5 g Permutit in 49,165 g Lösung:	II. mit 5 g Permutit in 200,112 g Lösung:
Vor dem Schütteln:	0,0654 g N	0,0654 g N
Nach dem Schütteln:	0,0205 g N	0.0278 g N
Absorbiert:	**0,0449** g N	**0,0376** g N.

Die Filtration geschah durch trockenes Filter unter Verwerfung der ersten Anteile des Filtrates.

[1] Eine Wiederholung des Versuches unter gleichen Bedingungen durch Herrn K. FRICKE ergab: 5 g Permutit geschüttelt:
I. mit 50,060 g Lösung mit 0,25 g NH_4Cl = 0,0655 g N
II. mit 199,554 g „ „ 0,25 g NH_4Cl = 0,0655 g N.
Nach Einstellung des Gleichgewichts wurden analysiert von Lösung:
I. 40,349 g Lösung. Sie enthielten 0,0165 g N
II. 186,866 g „ . „ „ 0,0265 g N.
Es waren also nach Einstellung des Gleichgewichtes enthalten in:
I. 50,060 g Lösung: 0,0205 g N
II. 199,554 g „ : 0,0283 g N.
Mithin: Absorbiert aus 50,060 g Lösung: **0,0450** g N
„ „ 199,554 g „ : **0,0372** g N.

Ich erhielt also als Resultat, daß die Konzentration im Gleichgewicht, d. h. die Menge pro ccm Lösung (im obigen wurden g Lösung angegeben, das spez. Gewicht kann bei den vorliegenden Versuchen vernachlässigt werden) einen sehr merkbaren Einfluß auf die Einstellung des Gleichgewichtes hat, was ja bei allen Reaktionen auch bisher beobachtet wurde. Worauf die Differenz der Versuchsergebnisse zurückzuführen ist, läßt sich schwer sagen. Gans bemerkt zu seinem Versuche, daß bei Ausführung der Bestimmung des Stickstoffes die 50 ccm resp. 200 ccm vom Silikat abfiltriert und nicht etwa die 50 ccm vor der Filtration auf 200 ccm verdünnt wurden, weil durch die Verdünnung in Gegenwart des Silikates eine Änderung des Gleichgewichtes noch möglich gewesen wäre, falls der Austausch nicht auf chemischer, sondern auf physikalischer Grundlage beruht. Diese Vorsicht ist selbstverständlich. Vielleicht hat aber Gans nach dem Abtropfen die Permutite, um sie von den letzten Spuren anhaftender Lösung zu befreien, mit Wasser ausgewaschen, in der Annahme, daß dadurch das Gleichgewicht nicht mehr gestört werde; wenigstens ist er früher bei seinen Versuchen mit Melasse[1], die allerdings zu anderem Zwecke angestellt wurden, so verfahren. Das wäre hier unzulässig und würde das Gleichgewicht sofort beim Auswaschen verschieben. Aus dem Versuchsprotokoll von Gans ist Genaueres über seine Arbeitsweise nicht zu ersehen. Es sei festgestellt, daß der zur Stütze der neuen Formel von ihm angestellte Versuch nicht mit meinen und den sonstigen bisher bekannten experimentellen Erfahrungen übereinstimmt. Wertvoll könnte nun das Zugeständnis von Gans (p. 737) sein, daß bei einer physikalischen Adsorption die verschiedene Konzentration der gleichen Menge Neutralsalz durch eine verschiedene Adsorption zum Ausdruck kommen müßte, wie wir es im Gegensatz zum Versuchsergebnis von Gans fanden. Doch so einfach, wie Gans hier ausspricht, ist exakt zwischen physikalischer und chemischer Reaktion der Unterschied nicht festzustellen.

Gans rechnet nun nach seiner Formel $\frac{x}{m} = K \cdot \frac{a}{g}$ aus meinen Untersuchungen Konstanten heraus. Auf diese Konstanten ist aus folgendem Grunde wenig Wert zu legen: Zufällig habe ich aus rein praktischen Gründen bei meinen Versuchen Lösungsmengen von ca. 100 ccm verwendet, die Lösungsmenge war bei den einzelnen Versuchen die gleiche, so daß zufälligerweise der Einfluß auf die Verdünnung herausfiel.

Gans sucht nun die Übereinstimmung zwischen seiner neuen Absorptionsformel für Austauschreaktionen und der Formel für das chemische Gleichgewicht herzustellen. Zunächst ist aber die soeben von ihm abgeleitete Formel, deren Richtigkeit er bewiesen

[1] Jahrb. d. K. preuß. geol. Landesanst. 1906. 27. p. 82.

zu haben glaubt, noch nicht geeignet. Sie wird von neuem willkürlich abgeändert. Mit der Begründung, daß nach TH. O. G. WOLFF und wohl vor allem auch nach J. M. VAN BEMMELEN in den Gleichungen nicht die Anfangs k o n z e n t r a t i o n e n, sondern die End- resp. Gleichgewichts k o n z e n t r a t i o n e n zum Ausdruck kommen müssen, wird die Gleichung verändert. Die Forderung, daß die K o n z e n t r a t i o n e n im Gleichgewicht ihren Ausdruck finden müssen, widerspricht, wie wir gesehen haben, der ersten GANS'schen Formel, in der bloß die Absolutmengen einen Platz gefunden haben. Die Folgerung war es auch, die GANS zu dem oben zitierten Versuch veranlaßte. Die neue Formel, die mit der ersten mathematisch keinen Zusammenhang zeigt, hat die Form:

$$K_3 = \frac{\dfrac{x}{m \cdot n - x}}{\dfrac{a}{g - a}}$$

wobei bedeutet: x die absorbierte M e n g e Kationen, g die Gesamt m e n g e Salz ohne Rücksicht auf die Konzentration, a die M e n g e Kationen im Gleichgewicht, von denen ein Teil der Absorption unterlag, ohne Rücksicht auf die Lösungsmenge. Das ist eine n e u e Formel, die mathematisch mit der ersten Formel — wie gesagt — nichts zu tun hat und deren physikalischer Inhalt wiederum besagt, daß die Absorption nur von den Absolutmengen, nicht von den Konzentrationen im Gleichgewicht abhängt. Die Forderung, der sie genügen sollte, die Prämisse für ihre Gültigkeit, unter der sie aufgestellt wurde, nämlich die Abhängigkeit der Absorption von der K o n z e n t r a t i o n im Gleichgewicht, d. i. der Menge pro Volumeneinheit nach der Absorption ist gar nicht erfüllt. Wie dem auch sei, durch eine Umformung erhält sie die Gestalt:

$$K_3 = \frac{x^2}{(m \cdot n - x) \cdot (g - x)}$$

Nun ist x die M e n g e des entstandenen Ammoniumpermutites, wenn wir z. B. die einfache Umsetzung eines Kaliumzeolithes mit NH_4Cl betrachten, ebenso die M e n g e des ausgetauschten Salzes KCl, falls ein einziges Kation ausgetauscht wird; $(m \cdot n - x)$ soll die M e n g e des zurückbleibenden Kaliumzeolithes sein, $(g - x)$ ist die M e n g e des Salzes im Gleichgewicht, wir haben also nach der Umformung:

$$x^2 = K_3 (m \cdot n - x) \cdot (g - x)$$

tatsächlich auf der linken Seite das Quadrat der M e n g e n der gebildeten Produkte, wenn wir ihnen konstante Zusammensetzung einräumen, auf der rechten Seite die Mengen der unverändert gebliebenen Stoffe der chemischen Reaktion. Formulieren wir die Reaktion:

$$\underset{\text{Kaliumpermutit}}{K\,(Perm)} + NH_4Cl = \underset{\text{Ammoniumpermutit}}{NH_4\,(Perm)} + KCl$$

und bezeichnen wir die Menge von K Perm und NH_4Cl mit x, die Menge von Ammoniumpermutit mit $(m \cdot n - x)$, die Menge von KCl mit $(g - x)$, so sieht die Formel:

$$x^2 = K_3 (m \cdot n - x) \cdot (g - x)$$

ähnlich wie die Formulierung des chemischen Massenwirkungsgesetzes aus, aber in Wirklichkeit hat sie damit nicht das mindeste gemein.

Es ist bekannt, daß man bei Formulierung einer chemischen Reaktion nicht die Mengen, sondern die Konzentrationen, d. h. die Mengen pro Volumeneinheit, der Stoffe einsetzt und daß man ein heterogenes System nicht ohne weiteres wie ein homogenes formulieren darf. Nur bei diesen beiden unzutreffenden Annahmen und der sehr einfachen Voraussetzung, daß sich 2 einwertige Kationen gegeneinander austauschen, kann man ohne weitere Ausführung die Formel

$$K_3 = \frac{x^2}{(m \cdot n - x)\ (g - x)}$$

als Ausdruck des chemischen Massenwirkungsgesetzes hinstellen. Die Formulierung auf p. 740 der Gans'schen Arbeit, wo ohne weitere Diskussion und Begründung die Formeln von Nernst und Hohmann, die für ein homogenes System gelten, auf das heterogene System der Hydrolyse von Ammoniumpermutit übertragen werden, macht es gewiß, daß Gans homogene und heterogene Reaktionen ohne Unterschied formuliert. Ein solches Vorgehen ist falsch, so daß der Gans'sche Beweis (p. 734 seiner Arbeit), „daß sog. Absorptionsverbindungen der Permutite (Aluminatsilikate) sich wie chemische Verbindungen verhalten, weil sie obiger Formel gehorchen", eine weitere Diskussion erübrigt. Ebenso ist gar kein Wert auf seine Berechnung der Hydrolyse des Ammoniumpermutits zu legen, da sie unter falschen Voraussetzungen berechnet ist.

In meiner Arbeit mit Rostorowski[1] haben wir ein relativ einfaches Gleichgewicht:

$$K \cdot Perm + NH_4Cl = NH_4\,Perm + KCl \text{ oder}$$
$$K(Perm) + NH_4^{\cdot} = (NH_4\,Perm) + K^{\cdot}$$

untersucht. Nach meiner Meinung würde die Formulierung als chemisches Gleichgewicht, wobei die Reaktion als in der flüssigen Phase stattfindend angenommen wird, im einfachsten Falle wie folgt aussehen:

$$C_{K\,Perm} \cdot C_{NH_4^{\cdot}} = K \cdot C_{NH_4\,Perm} \cdot C_{K^{\cdot}}$$

Hiebei ist:

$C_{K\,Perm}$ = Konzentration des Kaliumpermutits d. i. Menge pro Volumeneinheit
$C_{NH_4^{\cdot}}$ = „ „ $NH_4^{\cdot}$ Kations
$C_{NH_4\,Perm}$ = „ „ Ammoniumpermutits
$C_{K^{\cdot}}$ = „ „ Kalium-Kations.

[1] Journ. f. Landwirtschaft. 1912. p. 232.

Hierbei ist von Komplikationen wie Hydrolysen zunächst abgesehen und die elektrische Dissoziation der Salze als vollkommen und gleich angenommen. Da Kaliumpermutit und Ammoniumpermutit unlösliche Bodenkörper bilden, ist deren Konzentration nach der einfachsten Annahme konstant. Die Formel würde dann lauten:

$$C_{NH_4^{\cdot}} = K_1 \cdot C_{K^{\cdot}}$$

wobei:

$$K_1 = \frac{K \cdot C_{NH_4\,Perm}}{C_{K\,Perm}} \text{ ist.}$$

Die Konstanz von K_1 ist unter den einfachsten Annahmen nicht erfüllt.

$C_{NH_4^{\cdot}}$ (Millimol)	$C_{K^{\cdot}}$ (Millimol)	Konstanz?
0,0077	0,0448	0,172
0,0256	0,0608	0,421
0,0794	0,0816	0,973
0,2169	0,1065	2,037
0,5416	0,1346	4,024
0,1961	0,1651	7,245

Es sei betont, daß die obige Formulierung eine Reihe von event. möglichen Komplikationen nicht berücksichtigt.

Nun kann man ja immerhin die Annahme machen, daß die Bodenkörper keine konstante Löslichkeit haben, daß sie feste Lösungen ineinander bilden, daß die gelösten Salze hydrolysiert sind, was sehr wahrscheinlich ist, etc. Durch solche Annahmen kompliziert sich die Formulierung als chemische Reaktion; prinzipiell unmöglich ist sie nicht, nur hätten wir dann eine chemische Reaktion, die manche Merkwürdigkeiten zeigt. Jedenfalls ist eine Formulierung, wie Gans sie gegeben hat, falsch.

Zum Schlusse sei es gestattet, etwas Phänomenologisches zu derartigen Diskussionen vorzubringen. Es handelt sich in neuester Zeit immer und immer wieder — vor allem in den angewandten Wissenschaften — um den Streit, ob Kolloidreaktionen Oberflächenreaktionen oder chemische Reaktionen sind. Nicht nur auf dem in Frage stehenden Gebiet, sondern auch auf anderen, z. B. in der Chemie der Humuskörper, wiederholt sich dieselbe Erscheinung. Nach meiner Meinung liegt die Sache so: Wir haben bestimmte Fälle, z. B. die gegenseitige Flockung zweier Kolloidkörper, die Schutzkolloidwirkung etc., wo die miteinander zusammentretenden Kolloidkomplexe event. so grob dispers sind, wo die Ultramikronen so wechselnd groß sind und wo die chemische Verwandtschaft zwischen den Stoffen offensichtlich so gering ist (z. B. metall. Gold und Gelatine), daß hier wohl nur noch wenig Forscher geneigt sind, molekulare Verhältnisse zwischen den

reagierenden Stoffen durch große Formelkomplexe, die obendrein ständig variieren, zum Ausdruck zu bringen. Man redet ohne Diskussion von einer gegenseitigen Adsorption, indem man, was sehr nahe liegt, von der Annahme ausgeht, daß nur die in der Oberfläche der großen Ultramikronen liegenden Moleküle des einen oder andern oder schließlich beider Stoffe miteinander durch Zustandsänderungen in Beziehung treten. Die miteinander in Reaktion tretenden Mengen sind nach der Größe der Ultramikronen beliebig wechselnd. Je feiner und feiner nun die Zerteilung eines Stoffes wird, um so mehr Moleküle treten in den Oberflächenverband des Ultramikrons und beteiligen sich an der Änderung des Systems; je feiner die Zerteilung wird, um so geringer werden die Schwankungen in der Ultramikronengröße, um so konstanter die Mengenverhältnisse der miteinander in Wechselwirkung tretenden Stoffe. Ist die Zerteilung bis zu den Einzelmolekülen gediehen, die frei miteinander in Wechselwirkung treten können, so wird jedes Molekül oder mehrere, aber immerhin nur wenige des einen Stoffes mit einer beschränkten bestimmten Anzahl von Molekülen des andern Stoffes, wenn die Fähigkeit dazu überhaupt vorhanden ist, in Reaktion treten können. Wir haben dann einfache feste molekulare Verhältnisse; die konstante Größe der Moleküle bedingt konstante quantitative Gesetzmäßigkeiten. Es gibt aber eine Reihe von Reaktionen, bei denen die Verhältnisse so liegen, daß einerseits schon merkbare optische Heterogenitäten vorhanden sind, die das Auftreten von Oberflächen erweisen und den Gedanken an Adsorptionsreaktionen nahelegen, wo andrerseits die Anzahl der Moleküle im Ultramikron so beschränkt ist, daß auch eine chemische Formulierung, wenn auch mit großen Molzahlen denkbar ist, — ich meine das Gebiet unserer Absorptionsreaktionen. Es handelt sich bei diesen meist um Gele, deren Heterogenität nach Zsigmondy sehr fein, sicher ultramikroskopisch ist. Von zwei Seiten kann man theoretisch an dieses Gebiet herantreten, einmal herkommend vom Gebiet der maximal zerteilten Stoffe. Dadurch, daß man die Ultramikronen als Kondensationen einer beschränkten Anzahl vielleicht sehr großer Moleküle auffaßt, kann man die Reaktion als chemische Reaktion formulieren, wobei manche Merkwürdigkeiten, bedingt durch die dann relativ grobe Zerteilung, zu berücksichtigen sind; andrerseits kann man diese Absorptionsreaktionen als Oberflächenreaktionen einer sehr fein verteilten dispersen Phase auffassen, wobei dadurch, daß so ziemlich alle Moleküle — allerdings im Oberflächenverbande — zur Wirkung kommen, Anklänge an chemische Reaktionen vorhanden sind. Wie der Übergang vom kolloiden Zustand zum maximal dispersen ein allmählich quantitativer, kein sprunghafter, ist, so scheint der Übergang von der makroskopischen Oberflächenverdichtung zur Molekülreaktion allmählich zu erfolgen — über das Gebiet

von Reaktionen hinweg, die van Bemmelen mit dem Namen Absorptionsreaktionen bezeichnete. Prinzipiell sind beide Wege, von oben und unten her, gangbar; es ist zunächst eine Frage der Ökonomie, von welcher Seite aus größere Übersichtlichkeit, Ordnung und Einheitlichkeit der Darstellung zu erreichen ist. Die Gesetze der chemischen Formulierung, die für einfache Verhältnisse fest fundiert sind, gestalten sich mit zunehmender Kondensierung der Moleküle zu Ultramikronen in unserem Gebiete immer komplizierter, die Darstellung als Oberflächenreaktion oder Adsorption jedoch zeigt, daß in unserem Gebiete die übersichtlichen Kriterien der Oberflächenreaktionen noch gut und uneingeschränkt erfüllt sind. Wie man beim Studium der Molekulverhältnisse gerade durch Studium der nur grob zerteilten Mikronen und Ultramikronen so schöne Aufschlüsse auch über die Gesetze der maximal zerteilten Moleküle durch die Forschungen von Perrin, Svedberg, Einstein erhalten hat, so steht vielleicht zu hoffen, daß gerade durch das Studium der Absorptionsreaktionen neue Gesichtspunkte auch für die angrenzenden Gebiete (wozu auch die wertvollen Vorarbeiten von van Bemmelen einen guten Ausgangspunkt liefern können) gewonnen werden können. Welchen Weg die Wissenschaft schließlich als den richtigen erkennen wird, läßt sich heute noch nicht sicher absehen. Der Zweck meiner früheren Arbeiten war, zu zeigen, daß der Basenaustausch die Eigentümlichkeiten aufweist, die eine sogen. Absorptionsreaktion zeigt, wodurch eine Anzahl von Erscheinungen ohne weiteres zusammengefaßt werden können. Ob eine mehr chemische Auffassung der Sachlage besser, d. h. mit einfacheren Mitteln gerecht werden kann, das wird sich erst noch zeigen müssen; die bisherigen rein chemischen Betrachtungen erwiesen sich gerade bei Bearbeitung der quantitativen Seite nicht eben fruchtbar. Ich glaube, es ist der Sache nur dienlich gewesen, daß in neuerer Zeit vor allem von mehr kolloid-physikalischen Gesichtspunkten aus die Frage, die bisher meist rein chemisch bearbeitet wurde, zur Klärung in Angriff genommen worden ist. Jedenfalls vermochte die Gans'sche Kritik, das sei zum Schlusse *zusammenfassend* hervorgehoben, durchaus nicht die Unzweckmäßigkeit einer kolloid-physikalischen Betrachtungsweise darzutun; denn dadurch, daß Austauschreaktionen als unabhängig von der Konzentration formuliert wurden, daß anstatt der Mengendie Konzentrationsverhältnisse eingesetzt wurden und daß schließlich heterogene wie homogene Reaktionen angesetzt wurden, verliert die Gans'sche Kritik ihre Beweiskraft.

Zürich, Agrikulturchemisches Laboratorium der Eidgenöss. Technischen Hochschule, Januar 1914.

Über die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Von **R. Gans** in Berlin.

Auf die Ausführungen G. WIEGNER's bezüglich meiner unter obigem Titel in dies. Centralbl. [1] erschienenen Arbeit habe ich folgendes zu erwidern:

Es handelt sich bei dem angegriffenen Teil der Arbeit

1. um die in äquivalenten Verhältnissen vor sich gehenden Austauschprozesse der Permutite gegen neutrale Salzlösungen (NH_4Cl) und

2. um den Dissoziationsprozeß des Ammoniumpermutits, den man auch als einen Absorptionsprozeß seitens der Säure des Aluminatsilikates gegen Ammoniak betrachten kann.

Der Permutit, der hauptsächlich aus kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikaten besteht, ist ein Hydrogel. Bei der Bildung des Hydrogels ist jedes einzelne Molekül der Aluminatsilikate im Oberflächenverband gewesen, wofür als Beweis die konstanten molekularen Verhältnisse von Tonerde und Base gelten. Auch in der festen körnigen Form des Permutitgels ist die Zugehörigkeit jedes der Aluminatsilikatmoleküle zum Oberflächenverband erhalten geblieben. Als Beweis hierfür gelten die leicht und schnell vor sich gehenden Austauschprozesse und der (bei Filtration von Neutralsalzen über Permutit) vollständige Austausch der Basen der Aluminatsilikate, der nur möglich ist, wenn die Moleküle der Lösung mit allen Molekülen der Aluminatsilikate in Berührung und Wechselwirkung treten können.

Bei einem inhomogenen System [2] können die Molekularkräfte, deren Wirkungssphäre nur gering ist und die bei meßbaren Entfernungen schnell auf Null herabsinken, nur in nächster Nähe der Trennungsfläche einen Austausch der Moleküle bewirken und sind deswegen von der Form und Ausdehnung unabhängig, welche die beiden Phasen zu beiden Seiten der Trennungsfläche zeigen.

In unserem Falle aber, bei dem die Moleküle resp. Ionen der Lösungen und des Wassers freien Zugang zu allen Molekülen der Aluminatsilikate haben, sind meßbare Entfernungen, die die Reaktion verhindern könnten, nicht vorhanden. Nur die Beendigung der Reaktion erleidet infolge der Diffusionsvorgänge einige Verzögerung, die aber hierbei nicht in Betracht kommt, da wir die Umsetzung erst nach längerer Zeit — nach Eintritt des Gleichgewichtes — messen. Die Molekularkräfte der ganzen Masse kommen somit beiderseits zur vollen Entfaltung. Wir können deshalb die Suspension des Permutits in Salzlösung oder Wasser

[1] R. GANS, dies. Centralbl. 1913. p. 699—712, 728—741.

[2] W. HERZ, Leitfaden d. theoret. Chemie. 1912. p. 177.

bei unseren Systemen als flüssige Phase[1] betrachten, weil seine Masse molekular, wenn auch nicht in homogener Weise verteilt ist. Der osmotische Druck der Moleküle resp. Ionen der Lösung und des Wassers hat aber bei unseren Systemen eine derartige Wirkung zur Folge, als ob der Permutit auch molekular homogen im Wasser verteilt, d. h. gelöst wäre.

Wir können daher auch die Konzentrationen der Permutitsalze auf das Flüssigkeitsvolumen beziehen und nicht auf die Gewichtsmenge des Permutits und die vorliegenden Systeme mit voller Berechtigung als homogene betrachten.

Daß es bei den Austauschprozessen, infolge des molekularporösen Zustandes der Permutitsalze, nicht darauf ankommt, ob gröbere oder feinere Permutitteilchen, d. h. verschieden große Molekülkomplexe der Permutitsalze in der Lösung suspendiert sind, konnte Wiegner[2] durch denselben, bei allen Korngrößen des Permutits eintretenden Gleichgewichtszustand beweisen, welcher auch bei meinen Versuchen eintrat.

Die Aluminatsilikate halte ich infolge ihrer konstanten Molekularverhältnisse, besonders zwischen Al_2O_3 und Base für chemische Verbindungen, während sie nach Wiegner als gemengte Gele der SiO_2 und Al_2O_3, also im Sinne van Bemmelen's als sog. Absorptionsverbindungen aufzufassen sind. Die Konzentrationen der letzteren sollen mit der Konzentration der umgebenden Lösungen derart variieren, daß der Absorptionsfaktor

$$F_K = \frac{C''}{C'}$$

keine Konstante ist.

Liefern somit die obigen Aluminatsilikate des Permutits bei den Austauschprozessen und den Absorptionen eine Konstante, so können sie keine Absorptionsverbindungen, sondern müssen sie chemische Verbindungen sein.

Die kolloidale Natur der Aluminatsilikate wird es selbstverständlich mit sich bringen, daß die Silikate auch, besonders gegen die Lösungen freier Basen, Absorptionsprozesse auslösen können. Es soll also durchaus nicht die Möglichkeit von Absorptionsprozessen bezweifelt werden. Da die Aluminatsilikate aber das konstante Molekularverhältnis von 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Base besitzen, kann nach Auffassung des Verf.'s von einer physikalischen

[1] Auch E. H. Büchner (Kolloid-Zeitschr. 1914. **14.** p. 2—8) tritt in einer „Kolloide und Phasenlehre" betitelten Abhandlung dafür ein, daß „eine kolloide Lösung oder eine Emulsion, obwohl sie im absoluten Sinne heterogen sind, als einphasig zu betrachten sind" und daß „er bis jetzt keine Schwierigkeit sehe, dieselbe Betrachtung auch auf Gele anzuwenden".

[2] G. Wiegner, Journ. f. Landw. 1912. **60.** p. 138—139.

Bindung nur dann gesprochen werden, wenn der Gehalt an Base das erwähnte Verhältnis überschreitet. Der Gehalt an Base bis 1 Mol. auf 1 Mol. Al_2O_3 ist chemisch gebunden in dem Falle, daß dieser Teil der Base in Form von Aluminat im Silikat vorhanden ist. Die sog. Tonerdedoppelsilikate des Verf.'s dagegen, die die Basen nicht an Al_2O_3 gebunden enthalten, können als Absorptionsverbindungen aufgefaßt werden. Diese erleiden bei Berührung mit Wasser ständig Konzentrationsänderungen, nicht aber die Aluminatsilikate, die nach den besprochenen Versuchsresultaten von Hissink nur der hydrolytischen Spaltung unterliegen.

Es seien zuerst die Austauschprozesse besprochen.

C'' (die Konzentration im Permutit) ist von Wiegner wie üblich gleich $\frac{x}{m}$ gesetzt, wo x die eingetauschten (absorbierten) Millimol NH_4 aus der umgebenden NH_4Cl-Lösung und m die Anzahl der Gramme Permutit darstellen.

C' (die Konzentration der Lösung) ist $\frac{a}{S}$, wobei a die Anzahl der nicht eingetauschten (nicht absorbierten) Millimol NH_4 in der Lösung nach Eintritt des Gleichgewichtes und S die Anzahl der cm^3 der Lösung bedeutet; für $\frac{a}{S}$ können wir in diesem Falle des äquivalenten Austausches auch $\frac{g-x}{S}$ setzen, wenn $\frac{g}{S}$ die Anfangskonzentration der Millimol NH_4 darstellt.

n sei die Anzahl der Milliäquivalente Aluminatsilikat in 1 g Permutit, dann ist $m \cdot n$ die betreffende Anzahl in m Grammen Permutit und $\frac{m \cdot n}{m}$ deren Anfangskonzentration in Permutit und $\frac{m \cdot n - x}{m}$ die Gleichgewichtskonzentration der nicht ausgetauschten Kationen im Permutit.

$\frac{a+x}{S} = \frac{g}{S}$ ist die Anfangskonzentration der Millimol Salz in der Lösung und somit $\frac{g-a}{S} = \frac{x}{S}$ die Gleichgewichtskonzentration der ausgetauschten Kationen in der Lösung.

Wiegner führte zahlreiche Versuche aus, wobei er

a) die Konzentration der NH_4Cl-Lösung bei gleicher Menge des Permutits und

b) die Gramme des Permutits bei gleicher Menge und gleicher Konzentration der NH_4Cl-Lösung variieren ließ.

Die Versuchsresultate nach b) lieferten — es sei besonders betont — nach dem nicht abgeänderten Absorptionsfaktor berechnet, direkt eine Konstante,

dagegen ergaben die Versuchsresultate nach a) keine Konstante.

Da sich nun die Aluminatsilikate nicht einmal wie chemische Verbindungen, das andere Mal wie Absorptionsverbindungen verhalten können, so lag es nahe, zu prüfen, ob nicht die bisher vernachlässigte Konzentration der ausgetauschten Kationen (x) in der Lösung hierbei eine Rolle spiele und diesen Widerspruch hervorrufe.

Ich leitete mir nun von dem für inhomogene Systeme gültigen Absorptionsfaktor die Formel

$$K_2 = \frac{\frac{x}{m}}{\frac{a}{g}} \qquad \text{(I)}$$

ab, wobei die ausgetauschten Kationen jedoch nicht direkt, sondern nur indirekt zur Geltung kamen, nämlich durch g, welches gleich $a + x$ ist.

Es geschah das, um die sog. molekulare Konzentration, die, anstelle der physikalischen Konzentration, beim Permutit durch den Quotienten $\frac{x}{m \cdot n}$ wiedergegeben wird, auch bei der Lösung zum Ausdruck zu bringen.

(n = Anzahl der Milliäquivalente in 1 g Permutit, wurde jedoch bei obiger Gleichung vernachlässigt, da es bei gleichem Permutitmaterial immer denselben Wert besitzt; die Ableitung dieser Formel, sowie die Vernachlässigung von n erfolgte auch, um eine annähernd genaue Formel bei solchen Versuchsresultaten, z. B. mit Ackererde, zur Anwendung bringen zu können, bei welchen eine Bestimmung von n nicht vorlag; sie durfte erfolgen, weil es mir nicht auf den wirklichen Wert des Absorptionsfaktors, sondern nur auf seine Konstanz ankommt.)

Behalten wir n bei obiger Formel bei, so lautet sie

$$K_2 = \frac{\frac{x}{m \cdot n}}{\frac{a}{g}}.$$

Hierbei war $\frac{a}{g}$ entstanden aus den physikalischen Konzentrationen[1] $\frac{a}{S} : \frac{g}{S} = \frac{a}{g}$. Ebenso können wir uns $\frac{x}{m \cdot n}$ entstanden denken aus den physikalischen Konzentrationen $\frac{x}{m} : \frac{m \cdot n}{m} = \frac{x}{m \cdot n}$.

Schon nach der Formel (I) liefern die Versuchsresultate

[1] R. Gans, dies. Centralbl. 1913. p. 732.

trotz der starken Konzentrationsänderungen der NH_4Cl-Lösungen eine Konstante, die somit für die chemische Natur der Aluminatsilikate im Permutit spricht.

Setzt man nun infolge der Forderung Wolff's und van Bemmelen's anstatt der Anfangskonzentrationen die Gleichgewichtskonzentrationen in Permutit und Lösung ein, so kommen die ausgetauschten, bisher vernachlässigten Kationen in der Lösung nicht mehr indirekt wie bei Formel (I), sondern direkt zur Geltung.

Wir erhalten dann

$$K_3 = \frac{\dfrac{x}{m \cdot n - x}}{\dfrac{g - x}{x}} \qquad (II),$$

die man sich, ähnlich wie vorher, aus den physikalischen Konzentrationen im Permutit und in der Lösung entstanden denken kann:

$$\frac{x}{m} : \frac{m \cdot n - x}{m} = \frac{x}{m \cdot n - x} \text{ und } \frac{g - x}{S} : \frac{x}{S} = \frac{g - x}{x}.$$

($g - x$ ist gleich a.)

Es ist natürlich selbstverständlich, daß die abgeleiteten Formeln (I) und (II), wie ich auch hervorhob, nur für die Austauschprozesse der Aluminatsilikate Gültigkeit haben, also nicht für eigentliche Absorptionsprozesse dieser Silikate. Das ist schon daran deutlich erkennbar, daß bei den reinen Absorptionsprozessen ein Gleichgewichtswert in der Lösung für g und für (g — a), welches letztere gleich x ist, nicht vorhanden ist, weil kein Stoff vom Permutit ausgetauscht wird. Es bleibt bei Absorptionsprozessen nur die Konzentration der nicht absorbierten Millimol NH_4 bestehen, nämlich $\frac{a}{S}$, welches gleich $\frac{g - x}{S}$ ist, wobei S die Anzahl der cm^3 der Lösung bedeuten. [Näheres siehe bei Ableitung der Formel (III).]

Die Formeln (I) und (II) sind nicht mehr als Formeln für Absorptionsprozesse anzusehen und werden von mir auch nur für die Austauschprozesse angewandt. Es ist ja nun leider üblich, die Austauschprozesse auch als Absorptionsprozesse zu bezeichnen, aber mit Unrecht. Denn es sind zwei vollständig verschiedene Prozesse, ob ein Stoff, der mit Basen gesättigt ist, diese Basen gegen andere Basen in äquivalentem Verhältnisse austauscht, oder ob ein Stoff, der noch keine Basen aufgenommen hat, nun Basen aus verschiedenen Konzentrationen ohne Austausch absorbiert. In letzterem Falle muß natürlich die Konzentration in der Lösung eine große Rolle spielen.

Bei Versuchen mit Neutralsalzen und humusfreien Ackererden, die sowohl unzersetzte neutrale Aluminatsilikate wie auch Ab-

sorptionsverbindungen resp. ungesättigte Gele der $Si\,O_2$ und $Al_2\,O_3$ usw. enthalten können, werden Austausch- und Absorptionsprozesse nebeneinander hergehen. Prüft man deren Resultate auf die Formel (I), so wird eine annähernde Konstante uns wahrscheinlich machen, daß die Austauschprozesse überwiegen, während bei dem Vorherrschen der Absorptionsprozesse eine gute Konstanz nicht erhalten werden kann.

Auch die Gleichung (II) liefert bei den starken Konzentrationsänderungen der $NH_4\,Cl$-Lösungen mit den Wiegner'schen Resultaten eine Konstante. Es wird auch hierdurch bewiesen, daß sich die Aluminatsilikate des Permutits nicht wie Absorptionsverbindungen verhalten; sie müssen somit chemische Verbindungen sein.

Bezüglich der in äquivalenten Verhältnissen vor sich gehenden Austauschprozesse habe ich ausführlich die Ableitung meiner Formeln vom Absorptionsfaktor angegeben. Um nicht zu ausführlich zu werden, habe ich es betreffs der Formulierung des Dissoziationsprozesses unterlassen. Es ist klar, daß man auch für den Dissoziationsvorgang des Ammoniumaluminatsilikates mit Wasser, den man als einen Absorptionsprozeß der Säure des Aluminatsilikates gegen Ammoniumhydroxydlösung auffassen kann, in gleicher Weise leicht eine Ableitung vom Absorptionsfaktor finden kann.

Die Konzentrationen im Silikat bleiben bestehen, nur bedeutet in diesem Falle

x = absorbierte Milliäquivalente (Ammoniumhydroxyd), welche gleiche Milliäquivalente der Säure des Aluminatsilikates sättigen,

$m\,.\,n$ = Gesamtmilliäquivalente der Säure des Aluminatsilikates in m Gramm Silikat,

S = Volumen des Wassers,

g = Gesamtmilliäquivalente Ammoniumhydroxyd,

$g - x$ = die nicht absorbierten Milliäquivalente Ammoniumhydroxyd und daher in Lösung.

Folglich ist $C'' = \frac{x}{m} : \frac{m\,.\,n - x}{m} = \frac{x}{m\,.\,n - x}$.

In der Lösung haben wir nur die nicht absorbierte Menge Ammoniumhydroxyd, dagegen keinen vom Silikat ausgetauschten Stoff zu berücksichtigen, mithin ist $C' = \frac{g - x}{S}$. Hier bleibt das Volumen der Lösung (S) bestehen, weil wir es mit einem reinen Absorptionsprozeß zu tun haben, der nicht mit Austauschprozessen verknüpft ist.

Wir erhalten dann:

$$K = \frac{\frac{x}{m \cdot n - x}}{\frac{g - x}{S}}$$

oder, da $\frac{1}{K}$ ebenfalls eine Konstante ist und es uns nicht auf den wirklichen Wert, sondern nur auf die Konstanz des Absorptionsfaktors ankommt,

$$K = \frac{(g - x)\ (m \cdot n - x)}{x \cdot S} \qquad \text{(III)}$$

Berechnet man die bei starken Konzentrationsänderungen sich ergebenden Versuchsresultate Hissink's[1] auf diese vom Absorptionsfaktor abgeleitete Formel, so erhält man eine Konstante, die also wiederum beweist, daß auch bei den reinen Absorptionsprozessen die Aluminatsilikate resp. deren Säuren sich nicht wie Absorptionsverbindungen verhalten; sie müssen somit chemische Verbindungen sein.

Man kann folglich zu den Formeln sowohl für den Austausch als auch für den Absorptionsprozeß, welch letzteren man auch als einen auf hydrolytischer Grundlage beruhenden Dissoziationsprozeß betrachten kann, durch die m. E. berechtigte Umformung des Absorptionsfaktors gelangen, der für inhomogene Systeme aufgestellt ist, also für unsere (scheinbar inhomogenen) Systeme passend wäre.

(Schluß folgt.)

Über Unteroligocän im nordöstlichen Tunesien.

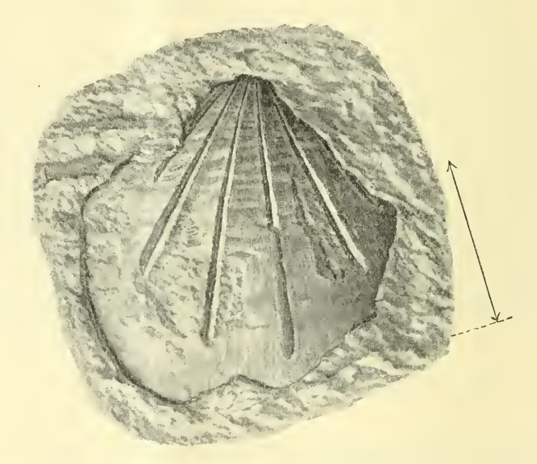
Von **Paul Oppenheim.**

Mit 1 Textfigur.

Vor einigen Monaten sandte mir Herr Dr. Drevermann in Frankfurt a. M. ein Gesteinsstück mit einem *Pecten* zu mit der Bitte, zu entscheiden, ob es sich dabei um Alttertiär handeln könne. Dieser *Pecten* wäre das einzige bisher in diesen Schichten gefundene Fossil und stamme von der Grube Bazina bei Mateur in Tunis. Ich war, da es sich um eine so hervorragend charakteristische Type handelte, sofort in der Lage, ihm zu erwidern, der *Pecten* sei *P. semiradiatus* Mayer und das Niveau unteroligocän, Äquivalent des Kleinzeller Tegel bei Budapest und der braunkohlenführenden Schichten von Häring bei Kufstein in Nordtirol. Ich habe dann um nähere Daten hinsichtlich der geographischen und stratigraphischen Verhältnisse des Fundortes gebeten und dabei all-

[1] D. J. Hissink, Landw. Versuchsst. 1913. 81. p. 377—432.

mählich durch die gütige Vermittlung des Herrn Dr. Drevermann von dem Herrn diplomierten Ingenieur H. Oehmichen folgendes in Erfahrung gebracht. Der Fundort, die Grube Bazina, welche sulfidische und oxydische Bleierze produziert, liegt WSW von der größeren Stadt Mateur. Die neue Bahnlinie Mateur—Wefzas führt 12 km von der Grube vorbei. Hier findet sich die Station L'Avouana. Wenn man Mateur und den Hafen Tabarka durch eine Linie verbindet, so ist die Grube etwa in der Mitte derselben in ca. 30 km Luftlinie vom Meere entfernt. Die Fundstelle des *P. semiradiatus* liegt in einer mächtigen Schichtenreihe von Kalken und Kalkmergeln, die im allgemeinen ostwestlich streichen und nach Süden einfallen. Sie bilden das Hangende von helleren



Pecten semiradiatus M. E.
Aus der Grube Bazina bei Mateur, Tunis. 2 : 1.

bankigen Kalken, dunklen Kalkschiefern, Mergelkalken und bunten Mergeln mit Einlagerungen dunkler fester Kalksteinschichten. Diese letzteren liegenden Schichten werden im allgemeinen der oberen Kreide zugerechnet, von anderen aber als Trias gedeutet, wofür vielleicht Durchbrüche eines ophitischen Eruptivgesteins sprechen können. Es seien aber, so schreibt Herr Oehmichen, weder in der liegenden noch in der hangenden Schichtenreihe bisher Versteinerungen aufgefunden worden. Das vorliegende Exemplar sei das einzige bekannte. Es wurde im Sommer 1913 von Ingenieur P. Schiller aufgefunden, und zwar sicher im Hangenden der Schichtenreihe.

Das Fossil liegt in einem Stücke eines harten Kalkmergels eingebettet, der von graubrauner Farbe ist, aber stellenweise wahrscheinlich infolge Vorherrschens toniger Elemente dunkler geflammt

ist. Reste anderer Organismen sind auch mit der Lupe nicht wahrzunehmen. Der *Pecten* selbst ist meist nur als Steinkern erhalten, doch scheint die Schale in den noch im Gestein sitzenden Teilen vorhanden, aber wohl mit dem letzteren so innig verwachsen, daß sie kaum zu präparieren sein dürfte. Auch die Wirbelpartie mit den Ohren steckt noch im Gestein. Ich habe hier weitere Präparationen für unnötig gehalten, da auch die jetzt schon erkennbaren Einzelheiten mit aller Sicherheit, meiner Überzeugung nach, die Type charakterisieren. Es sind dies neben der allgemeinen Gestalt die sechs kräftigen inneren Radialrippen, welche nicht bis zum Paliarrande herunterreichen, und die auch am Steinkern deutlich erkennbare feine Radialstreifung der Schale. Es sei hier zum Vergleich auf die Abbildungen bei Hofmann[1] und Dreger[2] hingewiesen. Allem Anscheine nach handelt es sich bei unserem Fossil, da die Hinterseite höher zu sein scheint als die vordere, um die rechte Klappe, die auch bei Hofmann auf Fig. 2 b abgebildet zu sein scheint, während Dreger auf seiner Figur wohl eine linke Klappe darstellen dürfte.

Der *Pecten semiradiatus* Mayer-Eymar gehört einer Gruppe mittelgroßer glatter Formen an, bei welchen innere Radialrippen zwar vorhanden sind, aber nicht den Außenrand erreichen, und auf welche Sacco[3] den Namen *Propeamussium* de Greg. 1883 beschränkt hat. Derartige Formen treten nach Sacco, a. a. O., zuerst am Ausgang des Eocän auf in einer der vorliegenden Form nicht unähnlichen, aber recht schlecht erhaltenen Type, für welche der Autor den Namen *Propeamussium eocenicum* angewendet hat. Diese Form stammt aus den Mergeln der Casa de Filippi bei Gassino in Piemont, welche einen verhältnismäßig jugendlichen Charakter besitzen und nach der Ansicht mancher Autoren als Priabona-Schichten zu deuten sind, obgleich über die Altersfrage von Gassino noch nicht das letzte Wort gesprochen sein dürfte[4]. Es findet sich dann der *P. semiradiatus* Mayer, wie bereits oben erwähnt, im Unteroligocän von Budapest sowohl im Ofener Mergel als im Kleinzeller Tegel, wie bei Häring; dann folgt ihm chronologisch eine ihm noch ziemlich nahestehende, aber schon durch schmälere Gestalt und das Vorhandensein einer inneren Radialrippe

---

[1] Vergl. Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Hauptdolomits und der älteren Tertiärgebilde des Ofen-Kovacsier Gebirges. Mitt. aus dem Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. 2. III. Heft. Pest 1873. p. 194. Taf. XIII Fig. 2 a—c, besonders Fig. 2 b.

[2] Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 53. Heft 2. Wien 1903. p. 259. Taf. XI Fig. 5.

[3] I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. 24. 1897. p. 50.

[4] Vergl. C. F. Parona in Palaeontographica Italica. 4. 1898. p. 155—156; vergl. auch meine „Priabona-Schichten und ihre Fauna". Palaeontographica. 47. Stuttgart 1901. p. 294—295.

mehr wohl unterschiedene Form in den wahrscheinlich untermiocänen Schichten von Tüffer in Süd-Steiermark, welche Bittner *P. Mojsisovicsi* genannt hat[1]. Endlich gehört hierher der neogene *P. anconitanus* Foresti, noch schmäler und mit noch mehr Innenrippen, er wie *P. Mojsisovicsi* ohne die feine äußere Radialstreifung, die den *P. semiradiatus* charakterisiert. Nachzügler der Gruppe sollen noch in der Gegenwart nach Sacco im Atlantischen Ozean vorhanden sein (*P. Dalli* Smith und *P. Watsoni* Smith). Es handelt sich also um eine gut charakterisierte Formengruppe mit im wesentlichen modernen Gepräge, welche etwa im unteren Oligocän in den Gegenden unseres heutigen Mittelmeergebietes erscheint. Innerhalb dieser Typen scheint *P. semiradiatus* Mayer scharf charakterisiert und als Art im wesentlichen auf das untere Oligocän beschränkt. Auch E. Philippi hält die Gruppe *Propeamussium* für eine sehr jugendliche[2].

Soweit das, was ich hinsichtlich der Bestimmung des mir vorgelegten Fossils und seiner paläontologischen Verhältnisse augenblicklich zu sagen hätte.

Was die geologischen Beziehungen anlangt, so war das Auftreten typischen Oligocäns oberhalb des Priabona-Horizontes noch vor kurzem gänzlich unbekannt. Boussac hat zuerst 1910[3] darauf hingewiesen, daß in den „numidschen Sandsteinen" in Algerien und Tunesien Oligocän enthalten sein dürfte und zumal die Fauna des Gebel Cherichira für oligocän erklärt, die seit Munier-Chalmas allgemein für Priabonien gehalten wurde. Wenn der Autor hier von Stampien, also Mitteloligocän, spricht, so geht er wahrscheinlich zu weit. Es dürfte sich wohl nur um Priabonien oder Lattorfien handeln, vielleicht ist beides hier enthalten. Eine genaue Beschreibung der Fauna wäre sehr dankenswert. Die so kurzen und summarischen Beobachtungen Boussac's sind noch das einzige, was E. Haug in seinem, die ganze moderne Literatur in seltener Vollständigkeit zusammenfassenden Traité de Géologie auf p. 1504 über das Auftreten von Oligocän in Afrika angibt, obgleich das Werk erst 1911 abschließt. Inzwischen haben erst im verflossenen Jahr Dalloni für Algerien[4] und für die Cyrenaica ziemlich gleich-

[1] Vergl. Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **34**. 1884. p. 525. Taf. X Fig. 25. Bittner gibt die Art übrigens, a. a. O. p. 526, aus dem Rhodopegebirge an, von wo sie der k. k. geol. Reichsanst. aus den Aufsammlungen von A. Pelz vorliegen soll. Diese für die Stratigraphie Macedoniens vielleicht wichtige Beobachtung scheint in Vergessenheit geraten zu sein, ich entsinne mich nicht, sie je anderswo erwähnt gesehen zu haben.

[2] Vergl. Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1900. p. 83.

[3] Observations sur l'âge des grès de Numidie et sur la faune du Cherichira. B. S. G. F. IVième Série. **10**. 1910. p. 485.

[4] Vergl. l'Oligocène marin et sa fauna en Algérie. Comptes rendus de l'Académie des Sciences. **156**. p. 1711. Séance du 2 juin 1913.

zeitig und unabhängig voneinander Checchia Rispoli[1] und R. Fabiani und de Stefanini[2] auf das Vorhandensein von marinem, und zwar fossilreichem Oligocän hingewiesen. In allen diesen Fällen sind allerdings noch so viel ältere Elemente in den Faunen vorhanden, daß ich selbst, wie ich auch in meinen bezüglichen Referaten ausgesprochen habe, es noch nicht für ausgemacht halte, ob es sich um Priabonien oder typisches unteres Oligocän handle. In jedem Falle sind hier Beziehungen zu demjenigen vorhanden, was der hier geschilderte, so überraschende Fund erkennen läßt und auf welche hinzuweisen ich hier nicht unterlassen möchte.

Regenerationserscheinungen an fossilen Echinoiden.

Von Dr. **M. E. Vadász** in Budapest.

Mit 3 Textfiguren.

Während meiner im Gange befindlichen Studien an miocänen Echinodermaten aus Ungarn wendete ich einigen biologischen Erscheinungen meine besondere Aufmerksamkeit zu, die bei den rezenten Formen ziemlich häufig sind. Unter den lebenden Arten kommen häufig Abnormitäten vor, die sich vornehmlich in der mangelhaften Ausbildung der Ambulacra zu erkennen geben. Eine solche Abnormität fand ich bei den durchgesehenen, ungefähr 2000 Exemplaren nicht, umsomehr wurde meine Aufmerksamkeit durch einige auf den ersten Blick als fragmentär erscheinende Exemplare gefesselt, bei denen sich nach eingehenderer Betrachtung herausstellte, daß es sich um eine Heilung von Verletzungen der Schale noch während der Lebenszeit handelt. Da ich in der paläontologischen Literatur betreffs der Echinoiden keine ähnlichen Angaben fand, erscheint es mir lohnend, dieser Erscheinung hier auch besonders zu gedenken.

In letzter Zeit faßte Abel all jene Daten zusammen, die sich auf die Verheilung von Verletzungen bei fossilen Wirbeltieren beziehen[3]. In dem durchgesehenen Material fanden sich unter den *Clypeaster-* und *Scutella-*Arten regenerierte Exemplare. Isolierte Stacheln, die auch bei den lebenden Formen in hohem Grade Verletzungen ausgesetzt sind — so daß an ihnen Regenerationserscheinungen häufig zu beobachten sind — weisen auch im fossilen Material ähnliche Erscheinungen auf. Die Ergänzung ist bei meinen Exemplaren entweder unvollkommen, und in diesem Falle

---

[1] Sopra alcuni Echinidi oligocenici della Cirenaica. Mem. della Soc. di Scienze Naturali ed Economiche di Palermo. 1913.

[2] Sopra alcuni fossili di Derna e sull' età dei Calcari di Slonta. Atti dell' Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istriana. Anno VI. 1913. Padova.

[3] Abel, Paläobiologie der Wirbeltiere. p. 89.

rundet sich die Bruchfläche einfach ab, oder aber es tritt vollkommene Ergänzung ein, indem die abgebrochene Partie durch ein dünneres, spitz auslaufendes Stück ersetzt wird. Ein sicherer Nachweis dieser Erscheinung stößt jedoch bei den fossilen Formen auf Schwierigkeiten.

Viel sicherer deutbar, viel schöner und interessanter ist jedoch jenes *Clypeaster*-Exemplar, das ich in nachstehender Abbildung vorführe. An der im Durchmesser etwa 175 mm großen, dicken Schale fehlt vorne rechts ein ungefähr 5 cm breites und ebenso langes Stück, die Bruchränder sind jedoch vollkommen vernarbt und auch die Stachelwarzen regeneriert (Fig. 1). Es ist sehr

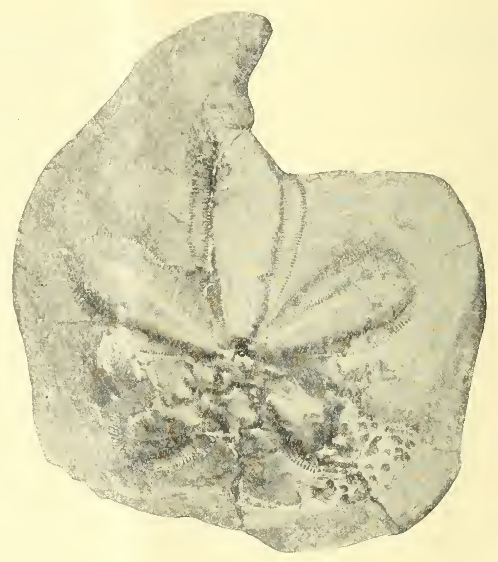


Fig. 1. *Clypeaster* sp. aus dem mittelmiocänen Schichten von Felső-Orbó (Ungarn) mit verletztem und verheiltem Vorderteile.

schwierig, die unmittelbare Ursache dieser beträchtlichen Verletzung festzustellen, die Gestalt des fehlenden Stückes läßt jedoch vermuten, daß es sich in diesem Falle um keinen Zufall handelt, da der Bruchrand in solchen Fällen meist gerade ist, sondern die Verletzung einem mächtig bewaffneten Feinde (einem Fisch oder Krebs) zuzuschreiben ist. Die Verletzung traf auch das untere Ende des rechtsseitigen Teiles des vorderen, unpaaren Ambulacrums, dieses wurde jedoch nicht regeneriert, sondern es fehlen etwa 6—8 Porenpaare davon. Zu der Vernarbung der Ränder wurde zumeist die Unterseite hinzugezogen, demzufolge die Stachelwurzeln auf dem regenerierten Teile größer und dichter aneinander gedrängt sind als an der Oberseite und mit jenen der Unterseite übereinstimmen.

Außer der hier erwähnten Verletzung gibt es an demselben Exemplare, am hinteren Petaloidenpaar, auch regenerierte Verletzungen von anderer Natur. Es sind dies dicht aneinander gedrängte, im Durchmesser 3—5 mm große und ebenso tiefe Grübchen, die besonders auf den Interambulacralien und in der Nähe des Scheitels beträchtliche Kontinuitätsdefekte verursachen. Die Defekte wurden jedoch auch hier regeneriert, da am Grunde der Grübchen überall auch Stachelwärzchen zu beobachten sind (Fig. 1). Das hintere rechte Ambulacrum erlitt in seinem ganzen Umfange, das hintere linke aber in seinem oberen Teile Verletzungen, und obwohl unser Exemplar an dieser Stelle einigermaßen defekt ist, kann doch ganz entschieden festgestellt werden, daß die Regeneration der Ambulacralien auch hier nur unvollständig ist. Die Verletzungen dürften auch das Scheitelschild betroffen haben, hierauf deuten die Vernarbungsspuren am Rande der Öffnung am Scheitel.

Während die Verletzungen am vorderen Teile der Schale mit großer Wahrscheinlichkeit auf den Angriff von Feinden zurückgeführt werden können, ist die Ursache der Verletzungen an den hinteren Ambulacralien schon viel schwieriger zu ermitteln. Es ist zwar nicht unmöglich, daß auch die erwähnten regenerierten Grübchen durch äußere Einwirkungen verursachte Wunden sind, doch ist es andererseits auch nicht ausgeschlossen, daß es sich um ein inneres organisches Leiden handelt. Ähnliche Spuren hinterlassen auch Algen auf dem Gestein, welchem sie angeheftet sind, und es ist wohl nicht unmöglich, daß das Tier in seinem Leben von solchen besiedelt wurde, sich später jedoch von denselben befreite und die von den Algen verursachten Schalendefekte zu heilen versuchte. Wenn man in Betracht zieht, daß nach Przibram[1] die Echinodermen sehr gut regenerieren und daß in diesem Falle das vordere, unpaare Ambulacrum überhaupt nicht, die beiden hinteren aber nur unvollkommen regeneriert wurden, und auch die Porenfurchen am Ende des vorderen linken Ambulacrums abnormal entwickelt sind, indem sie nicht gerade verlaufen, sondern einen zweifachen Bogen bilden, so kann man mit einiger Berechtigung auf irgend eine Erkrankung der Ambulacralien, vielleicht auf eine Invasion von Schmarotzern, schließen. Im Endergebnis sind die Verletzungen an dem in Rede stehenden *Clypeaster* teils auf äußere Ursachen, teils auf innere, organische Erkrankungen zurückzuführen. Zu einem endgültigen Resultat würden jedenfalls erst an rezentem Material ausgeführte Untersuchungen verhelfen, solche liegen jedoch derzeit noch nicht vor.

Ähnliche verheilte Verletzungen sind bei den Scutellen häufiger zu beobachten. Dies ist übrigens natürlich, da diese Formen eine dünne Schale besitzen, die an ihrem Rande leicht Verletzungen

[1] Experimental-Zoologie. 2. Regeneration. p. 36. 1909.

erleiden kann. Wenn diese Defekte geringer sind, so vermag das Tier dieselben zu heilen. Ganz unbedeutende Regenerationen sind fast an jedem Exemplare zu beobachten. Ich fand jedoch auch vier solche Exemplare, deren Rand bedeutendere Kontinuitätsdefekte aufweist. Dieselben treten am Schalenrande der Scutellen an verschiedenen Stellen auf, was ebenfalls darauf hinweist, daß es sich dabei um zufällige Verletzungen handelt. Die Regeneration ging bei meinen Exemplaren, deren regenerierte Partien in beiliegender Abbildung vor Augen geführt werden, in zwei Fällen ausgesprochen aus der Oberseite aus (Fig. 3), während bei einem dritten Exemplare, wie es scheint, beide Seiten zu der Heilung zugezogen wurden (Fig. 2). Ein ähnliches Exemplar wird auch von Quenstedt erwähnt, der am Rande einer *Scutella vindobonensis* aus dem

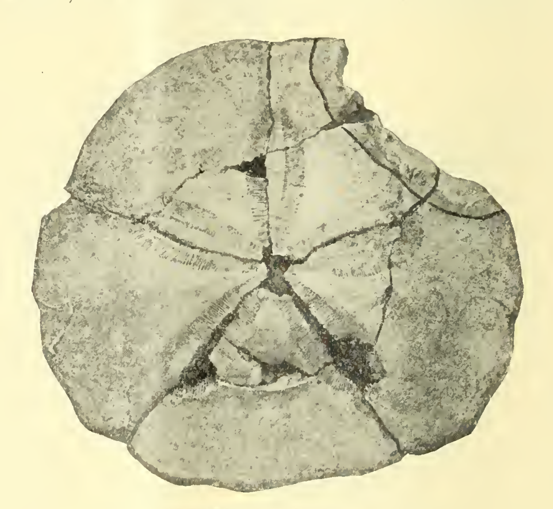


Fig. 2. *Scutella paulensis* Ag.

Wiener Becken in einem einzigen Falle eine tiefe Einbuchtung beobachtete[1]. Er bezeichnet die Erscheinung als „Mißbildung", doch handelt es sich auch in diesem Falle unzweifelhaft um ein verletztes und regeneriertes Exemplar.

In jedem dieser Fälle liegt nur eine Verheilung der Wunde, jedoch keine vollständige Regeneration vor. Wenn man nun aus diesen Fällen Schlüsse von allgemeinerem Werte betreffs der Regenerationsfähigkeit der Echinoiden ziehen will, so taucht die Frage auf, ob diese Fälle wohl für ein unvollständiges Regenerationsvermögen der Echinoiden sprechen. Bei der Erwägung dieser Frage muß jedenfalls in Betracht gezogen werden, daß die erwähnten Exemplare, mit Ausnahme eines einzigen, ausgewachsen sind. Die Regenerationsfähigkeit steht nämlich im allgemeinen

[1] Petrefaktenkunde Deutschlands. III. p. 543. Taf. 82 Fig. 21.

in geradem Verhältnis mit der Lebenskraft. Bei dem oben erwähnten *Clypeaster* dürfte auch die organische, innere Krankheit hemmend auf die Regeneration gewirkt haben. Jedoch ist die Regeneration nicht nur bei dem erwähnten *Clypeaster*, sondern auch bei sämtlichen beobachteten Scutellen unvollkommen, bei letzteren auch in solchen Fällen, wo die Verletzung ganz unbedeutend war. Die Regeneration beschränkt sich in allen beobachteten Fällen lediglich auf die Vernarbung der verletzten Stellen. Aus all diesen Beobachtungen geht also hervor, daß die Regeneration bei den Echinoiden oder zumindest bei den untersuchten Formen unvollkommen ist, daß Defekte an der Schale nicht

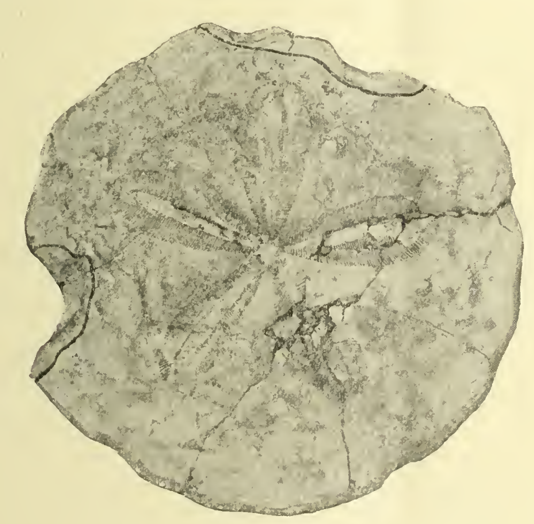


Fig. 3. *Scutella leognanensis* LAMB.

vollständig ergänzt werden[1]. Diese Behauptung steht mit den an rezenten Formen bisher gemachten Beobachtungen in keinem Widerspruch. Bei den lebenden Arten wurden bisher nur betreffs der Regeneration von Stacheln Beobachtungen gemacht und Versuche angestellt, und obwohl die Stacheln im allgemeinen leicht regeneriert werden, sind doch Fälle bekannt, in welchen auch diese ihre ursprüngliche Größe nicht wieder erhalten[2].

Solche Regenerationserscheinungen sind auch in anderen Tier-

[1] Während des Druckes fand ich noch ein schönes *Clypeaster*-Exemplar, bei welchem die Petaloiden bedeutend verletzt sind, zeigen aber außer der einfachen Verheilung der Wunde keine weitere Regeneration.

[2] PRZIBRAM, l. c. p. 46.

gruppen zu beobachten. In letzterer Zeit berichtete B. DORNYAY[1] über einen *Harpactocarcinus quadrilobatum* DESM., an welchem die eine Schere unverhältnismäßig kleiner ist als die andere. Diese Erscheinung muß unbedingt auf Regeneration zurückgeführt werden, da die Regeneration der Krebsscheren zumeist auf ähnliche Art erfolgt. Jedenfalls wäre eine Durchsicht des fossilen Materials auch aus diesem Gesichtspunkte erwünscht, da sich in der Art der Regenerierung auch phylogenetische Charaktere widerspiegeln.

Besprechungen.

Wilhelm Biltz: Ausführung qualitativer Analysen. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1913. 139 p. Mit 1 Tafel und 13 Textfiguren.

Der vorliegende Leitfaden weicht von anderen ähnlichen zur Einleitung in die qualitative Analyse bestimmten Werken dadurch ab, daß er unter Verzicht auf alles sonst aus pädagogischen Gründen angefügte theoretische Beiwerk nur das praktische Ziel im Auge hat, die Zusammensetzung eines Stoffes auf das sicherste, genaueste und schnellste zu ermitteln. Verf. folgt dabei in der Arbeitsmethode seinem Lehrer CLEMENS WINKLER, der er eine möglichst weite Verbreitung verschaffen möchte. Die Darstellung ist klar und anregend und das Buch zur Benützung bei Mineralanalysen wohl geeignet. Im ersten Kapitel wird die Analyse auf trockenem, im zweiten die auf nassem Wege besprochen, das dritte Kapitel ist der Prüfung auf Säuren gewidmet. Überall trifft man für die Praxis der Analyse wichtige Bemerkungen, die man in anderen derartigen Anleitungen nicht findet, so u. a. auch in den Schlußabschnitten über analytische Stilwidrigkeiten und in dem Beispiel von Protokollführung. Die Tafel ist der Darstellung zweier mikrochemischer Reaktionen gewidmet. Solche hätte Verf., nachdem er doch schon einmal vom Mikroskop Gebrauch gemacht hat, mit Vorteil in noch reichlicherem Maße heranziehen können.

Max Bauer.

Personalia.

Ernannt: Dr. **Johannes Felix**, a.o. Professor an der Universität Leipzig, zum Vorstand der Abteilung für Paläontologie des geologisch-paläontologischen Instituts der Universität daselbst.

Verliehen: Professor Dr. **Otto Mügge** in Göttingen der Charakter als Geheimer Bergrat. — Privatdozent Dr. **C. Renz**, Breslau, der Titel Professor.

[1] Rózsahegy környékének földtani viszonyairól. Budapest 1913. (Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Rózsahegy. Dissertation, nur ungarisch.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

15. Mai 14553 1914 No. 10

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg in Breslau in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Harry Rosenbusch †.

Am 20. Januar 1914 starb in Heidelberg H. Rosenbusch im Alter von 77 Jahren.



Phot. v. M. Kögel, Heidelberg.

H. Rosenbusch.

(Im 70. Lebensjahre.)

In 40jähriger rastloser Arbeit hat dieser große Meister ein Bauwerk im Gebiete petrographischer Wissenschaft errichtet, das weit über alle andern hervorragt und das seinen Namen für immer mit der Petrographie verbinden wird. „No man has exercised a greater influence on the progress of petrological science than Prof. Rosenbusch" beginnt Professor Lapworth, der damalige Präsident der Geological Society of London, seine Ansprache an Professor Sollas, als dieser 1903 beauftragt wurde, die Wollaston-Medaille nach Heidelberg zu bringen. Dieser Einfluß Rosenbusch's ist nach manchen harten Kämpfen nun so allgemein anerkannt, daß es etwa hieße Ganggesteine in die Petrographie einführen, wenn man ihn weiter begründen wollte.

Ich beschränke mich hier darauf, über seine Lebensschicksale und über seine Charaktereigenschaften einiges mitzuteilen, das ich meiner eben erschienenen etwas ausführlicheren Darstellung in den Sitzungsberichten der Heidelberger Akademie der Wissenschaften entnehme[1], und füge ein möglichst vollständiges Verzeichnis seiner Veröffentlichungen hinzu. Einer künftigen Geschichte der Petrographie wird es überlassen bleiben, auf Rosenbusch's Lebenswerk und seinen Zusammenhang mit den Werken der Zeitgenossen näher einzugehen.

Karl Harry Ferdinand Rosenbusch wurde am 24. Juni 1836 zu Einbeck im damaligen Königreich Hannover als Sohn des dortigen Waisenhauslehrers Georg Heinrich Wilhelm Rosenbusch und seiner Frau Luise Friedericke Henriette geb. Püschel geboren. Beide Eltern stammten aus St. Andreasberg, und auch die weiteren Vorfahren, die alle dem evangelisch-lutherischen Glauben angehörten, waren Bewohner des Harzes. Viele von ihnen waren in bergmännischen Berufen tätig. Sie scheinen durchweg Leute in bescheidenen Lebensstellungen gewesen zu sein, und Rosenbusch hätte wohl mit Recht darauf hinweisen können, daß er alles im Leben seiner eigenen Tatkraft verdanke, wenn anders solche Äußerungen nicht seinem ganzen Wesen widerstrebt haben würden.

Rosenbusch absolvierte bis 1851 das Progymnasium seiner Vaterstadt und darauf das Gymnasium Andreanum in Hildesheim, das er am 1. September 1855 mit dem Zeugnis der Reife verließ. Seine Gesundheit soll damals nicht sehr kräftig gewesen sein, ja er galt in den Jahren jugendlicher Entwicklung sogar für disponiert zu Lungenleiden, wohl weil sein Vater an Schwindsucht gestorben war. Später aber hat sich seine Gesundheit durchaus gefestigt, und abgesehen von Stimmbandaffektionen, die ihm in seinen fünziger Jahren zu schaffen machten, erfreute er sich einer ausgezeichneten Gesundheit, die seine enorme Schaffensfreudigkeit auf das glücklichste unterstützte. Erst im hohen Alter wurde er zuweilen von einem lästigen Blasenleiden heimgesucht,

[1] Zur Erinnerung an Harry Rosenbusch. Sitz.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. Abt. A. 1914. 8. Abhandlung.

das ihn auch kurz vor seinem Tode ans Bett fesselte. Eine dazu noch auftretende, schnell sich ausbreitende Pneumonie war die unmittelbare Todesursache.

Augenscheinlich beeinflußt von seinen Neigungen und ausgezeichneten Erfolgen auf dem Gymnasium hat Rosenbusch zunächst Philologie und Theologie studiert und sich als Hannoveraner im Herbst 1855 in Göttingen immatrikulieren lassen. Hier hörte er, soweit sich dies jetzt noch nachweisen läßt, Vorlesungen über Pindar, Aristoteles, Molière, über Geschichte der Philosophie und über Politik. Diesen philologischen und philosophischen, ja auch theologischen Neigungen ist er zeitlebens treu geblieben. Im hohen Alter, nachdem er vom Amt zurückgetreten war, beschäftigte er sich eingehender eigentlich nur noch mit Fragen aus diesen Gebieten, die ihn in den Jugendjahren offenbar ausschließlich in Anspruch genommen hatten. 1857 nach nur zweijährigem Studium wurde eine Hauslehrerstelle in Bahia in Brasilien angenommen. Fünf Jahre später kehrte er von dort mit seinen Zöglingen nach Deutschland zurück und begann bald darauf, zuerst in Freiburg, dann auch in Heidelberg, Naturwissenschaften zu studieren.

Ein Abschluß dieser Lebensperiode wurde mit seiner Doktor-Promotion am 8. Mai 1868 in Freiburg i. Br. erreicht, der schon am 7. Dezember 1868 seine Aufnahme unter die Zahl der Privatdozenten der philosophischen Fakultät an der Universität Freiburg folgte. Bald darauf trat er eine zweite Reise nach Brasilien an und gründete nach seiner Rückkehr seinen eigenen Hausstand am 21. September 1869. Aus seiner Ehe mit Auguste geb. Müller ging ein Sohn hervor, der ihm aber schon 1879 im Alter von drei Jahren entrissen werden sollte, ein Verlust, den er bis ins hohe Alter aufs schmerzlichste empfunden und nie überwunden hat.

Mit dem Wintersemester 1869/70 beginnt Rosenbusch seine zunächst durch die Zahl und die Mannigfaltigkeit seiner Vorlesungen überraschende Tätigkeit. Historisch interessant ist, daß einige Vorlesungen seiner ersten Semester lauten: Petrographie der kristallinischen Gesteine, Über Petrogenesis und die metamorphischen Prozesse in den Gesteinen, Petrographie der kristallinischen Gesteine mit Berücksichtigung der mikroskopischen Verhältnisse; er ist also gleich anfangs in das Gebiet eingedrungen, das ihn zeitlebens beschäftigen sollte. Ferner wurden von ihm in Freiburg gelesen: Mineralogie vierstündig, Geologie vierstündig, mikroskopische Physiographie der Mineralien zweistündig (zuerst W.-S. 1871/72). Auch die Geologie der Umgegend Freiburgs bald mit bald ohne Exkursionen wird in einstündiger Vorlesung behandelt. Sogar theoretische Kristallographie ist neben verschiedenen mineralogischen und kristallographischen Übungen und Repetitorien im Bestimmen der Mineralien mit und ohne Lötrohr angekündigt und sicherlich auch mit Erfolg gelesen worden.

Aber nicht nur als Lehrer entwickelte Rosenbusch gleich zu Beginn seiner akademischen Laufbahn eine ganz ungewöhnlich intensive Tätigkeit, auch als Forscher warf er sich mit Feuereifer auf die großen Probleme, die im Laufe von vier Jahrzehnten durch ihn eine so fruchtbare Förderung erfahren sollten. Die nächste Schrift nach seiner Habilitation bezieht sich hauptsächlich auf Beobachtungen während seiner zweiten brasilianischen Reise, wenn auch Eindrücke von dem früheren längeren Aufenthalt in Nordbrasilien gelegentlich eingeflochten werden. Im Jahre 1872 folgten petrographische Studien an Gesteinen des Kaiserstuhls und von Java, und im Mai 1873 tritt Rosenbusch schon mit dem ersten Band seiner Mikroskopischen Physiographie an die Öffentlichkeit, also fast gleichzeitig mit dem rivalisierenden Werke F. Zirkel's, dessen Vorwort vom Juli 1873 datiert ist.

1873 wurde Rosenbusch nach Straßburg berufen, wo zu seinen Vorträgen über Petrographie seine Mitwirkung bei der neu gegründeten geologischen Landesuntersuchung sich gesellte. Es wird wieder von Interesse sein zu erfahren, daß er eine Vorlesung über „Die Kontaktmetamorphose der Steiger Schiefer an den Granitmassiven von Barr—Andlau und Hohwald im Vergleich mit den Schieferkontaktzonen an anderen europäischen Granitmassiven" im Sommersemester 1876 abhielt. Der alte Spruch docendo discimus hat sich bei ihm schon in Freiburg, als er Hand in Hand mit seinen Vorlesungen den ersten Band seiner Physiographie zum Abschluß brachte, bewährt, und ist hier in Straßburg wie auch noch in späteren Jahren von ihm befolgt worden. So ließ er denn ein halbes Jahr nach jener eben genannten Vorlesung seine fundamentale Arbeit über die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzonen erscheinen, ein Werk, das großes Aufsehen machte und auch heute noch nichts von seiner klassischen Bedeutung verloren hat.

Mit dem 1. April 1878 beginnt Rosenbusch seine Tätigkeit als ordentlicher Professor der Mineralogie und Geologie an der Universität Heidelberg. Damit ist seine äußere Laufbahn, abgesehen von Auszeichnungen durch Titel und Orden, im wesentlichen zum Abschluß gekommen; denn ein 1883 an ihn ergangener Ruf als Ordinarius nach Straßburg wurde abgelehnt. Nur seine Tätigkeit als Direktor der Badischen Geologischen Landesaufnahme von 1888—1907 brachte in sein Leben eine neue Bewegung, die ich aber hier nicht näher berühre, weil sie demnächst von fachkundigerer Seite ihre Würdigung erfahren wird.

In den drei Heidelberger Jahrzehnten erstreckten sich seine Vorlesungen über Mineralogie und Petrographie. Die Entwicklung mag bei den mineralogischen Vorlesungen, wo er doch wohl im großen und ganzen nur Schritt zu halten versuchte mit den diesen Stoff behandelnden neuesten Lehr- und Handbüchern, nicht in gleichem Maße bedeutend gewesen sein, wie in der Petrographie; hier aber

stieg Rosenbusch von Jahrzehnt zu Jahrzehnt höher und höher empor, bis er tatsächlich an der Spitze aller Dozenten der Petrographie stand. Hier kam ihm nicht nur seine enorme Erfahrung, seine absolute Beherrschung des Stoffes und seine Dispositionsgabe, sondern auch seine wunderbare Eigenschaft als Lehrer, den vorzutragenden Gedankengang im Hörer sich entwickeln zu lassen, zu Hilfe, so daß dieser auch die schwierigsten Kapitel der Petrographie in außerordentlicher Deutlichkeit und Übersichtlichkeit vor sich entstehen sah. Der Same, der hier von Rosenbusch ausgestreut wurde, ist dann auch reichlich aufgegangen und hat im Ausland wie in Deutschland ausgezeichnete Früchte getragen.

Die großen Erfolge seiner Vorlesungen wurden wohl noch übertroffen durch die der täglichen Unterweisung seiner Praktikanten im Institut. Aus allen Ländern, insbesondere aus den Vereinigten Staaten Nordamerikas, kamen die Schüler in ausgewählter Zahl, jüngere und ältere, ja manche schon in grauen Haaren, um von ihm in die modernen petrographischen Methoden eingeführt zu werden. Er weilte gerne anregend und ermunternd unter ihnen und schloß hier manchen Freundschaftsbund, den er als eine köstliche Errungenschaft in ausgedehnter Korrespondenz durchs Leben weiter pflegte. Bei aller Liebenswürdigkeit im Umgang und bei allem warmherzigen Interesse, das er für die einzelne Person empfand, soll er doch immer einen gewissen vornehmen Abstand gewahrt haben. Ich kann nicht sagen, daß mir dergleichen besonders aufgefallen wäre, ich will aber auch nicht leugnen, daß andere zu einer solchen Ansicht gelangen konnten. Er war vielleicht zu sehr mit seinen eigenen tiefen Ideen und denen der großen vergangenen Kulturperioden erfüllt, als daß er es zu dem hätte bringen können, was man so als „Gemütlichkeit“ zu bezeichnen pflegt.

Den Sammlungen, insbesondere denen der Gesteine, hat er viel Zeit geopfert. 1888 begann er zum erstenmal mit einer gänzlichen Neuordnung und Ausgestaltung der Blum'schen Schausammlung. Seitdem ist diese Sammlung in fortwährender Entwicklung geblieben und hatte 1908 bei Rosenbusch's Scheiden aus dem Amt wohl den doppelten Umfang gegenüber dem Stand von etwa 1891 erreicht, wo sie zum erstenmal als etwas Fertiges betrachtet wurde. Diese und die große Vorlesungssammlung enthalten vor allem die Stücke der „Rosenbusch'schen Sammlung“, wie sie in hochherziger Weise 1909 dem Heidelberger Institut im Umfang von 7021 Handstücken vermacht worden ist.

Rosenbusch's Verdienste wurden von zahlreichen in- und ausländischen Gesellschaften und Akademien anerkannt.

Zum Ehrenmitglied ernannten ihn: der Verein Freiburger Ärzte, Freiburg; la Société Française de Minéralogie, Paris; the Mineralogical Society, London; la Société Belge de Géologie etc., Brüssel; die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft Frauen-

feld: the New York Academy of Sciences, New York; die Kaiserlich Russische Mineralogische Gesellschaft, St. Petersburg.

Zum auswärtigen oder außerordentlichen oder korrespondierenden Mitglied ernannten ihn die Akademien in Berlin, Christiania, Göttingen, Heidelberg, Kopenhagen, München, Paris, Rom, Stockholm, Washington, Wien.

Ferner zählten ihn viele geologische und naturwissenschaftliche Gesellschaften unter ihre ordentlichen oder korrespondierenden Mitglieder. Er war 1871 Mitstifter des Oberrheinischen geologischen Vereins.

Die hohe Wertschätzung, wie sie von diesen Gesellschaften und Akademien sowie von seinen zahlreichen Schülern ihm entgegengebracht wurde und wie sie besonders schön bei der Feier seines 70. Geburtstages zum Ausdruck kam, ist ihm von einem größeren Teil insbesondere seiner deutschen Kollegen erst dann zuteil geworden, als diese anfingen, sich aus seinen eigenen Schülern zu rekrutieren. Vielleicht erklärt sich dies teilweise aus der Arbeitsmethode Rosenbusch's, der es nicht liebte, seine Beobachtungen alsbald, nachdem er sie gemacht hatte, in vielen kleinen Aufsätzen zu veröffentlichen. Er sammelte die meisten durch viele Jahre und vereinigte dann ihre Riesenfülle in seiner Physiographie, deren vier Auflagen die Fachkreise immer wieder von neuem durch ihre gewaltige Entwicklung überraschten. Diese Überraschung war den Kollegen nicht immer erwünscht und manche bittere Bemerkung der älteren Petrographen ist auch dem Verfasser dieser Zeilen noch erinnerlich, wenn sie verzweiflungsvoll den Gedankengängen ihres einstmals mit ihnen gleichen Schritt haltenden Kollegen zu folgen versuchten und einsehen mußten, daß er ihnen längst entflohen war. Hier mag wohl auch ein Teil der Erklärung dafür liegen, daß seine Werke besonders seit den 90er Jahren, also gerade zur Zeit seiner höchsten Entwicklung, im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. sehr kurz oder überhaupt nicht besprochen wurden, eine Tatsache, die Rosenbusch wohl schmerzlicher empfunden hat, als er ihr, selbst seinen nächsten Bekannten gegenüber, Ausdruck verlieh. Bei seiner doch wohl zum cholerischen Temperament hinneigenden Natur hat er dem Groll gegen seine Widersacher von Zeit zu Zeit in jenen Schriften Ausdruck gegeben, in denen er über die Verteidigung seiner Lehre hinausging und scharfe Angriffe gegen seine Gegner richtete. Im allgemeinen aber war er eine reservierte Natur, die sich mit einem gewissen wohlberechtigten Stolz fernhielt von den Kongressen der Fachgenossen oder überhaupt von irgendwelchen Veranstaltungen, die auch nur andeutungsweise etwas mit Reklame zu tun haben konnten. Rosenbusch wußte genau, wie wenig der wahre Gelehrte auf das Forum der Öffentlichkeit gehört, wenn anders er seine Wissenschaft wahrhaft fördern will.

Ein anderer schöner Charakterzug Rosenbusch's war sein neidloses Sichmitfreuen an den Erfolgen anderer. So kann ich nicht genug seine selbstlose Art rühmen, mit der er einem Jünger gestattete, einen Band seines Hauptwerkes in moderne Form umzukleiden. — Es ist ja wohl die Meinung verbreitet, daß er an einer einmal gefaßten Ansicht so starr festzuhalten pflegte, daß eine Diskussion mit ihm nicht gut möglich gewesen sei. Ich meinerseits kann nur die Eindrücke wiedergeben, die mir seit 1888 noch alle gut in Erinnerung sind. Und danach war er Gründen, wenn sie nicht schroff vorgebracht wurden, immer zugänglich. Konzessionen vermochte er allerdings nicht zu machen, das ließ sein markiger Charakter nicht zu. Was er einmal als richtig erkannt hatte, daran hielt er fest, und wenn alle Welt gegen ihn gewesen wäre.

Die Einheit seiner starken Persönlichkeit, in welcher der Gelehrte, der Lehrer und der Mensch vor uns steht, hat etwas Erfrischendes in einer Zeit, in der man anfangen muß, solche selbständigen Naturen ganz besonders zu preisen. Seine große Energie und sein weiter philosophischer Blick haben seine Lebensarbeit im Hinblick auf das von ihm Gewollte und von ihm Erreichte zu einem harmonischen Abschluß gebracht. Als vor sieben Jahren bei der Feier des 70. Geburtstages des Dahingeschiedenen zahlreiche über die ganze Welt verbreitete Schüler teils persönlich in Heidelberg erschienen, teils ihre wissenschaftlichen Beiträge zu einer stattlichen Festschrift einsandten, konnten sie darauf hinweisen, mit welch stolzer Befriedigung unser Meister von der hohen Warte seiner siebzig Jahre auf dieses Lebenswerk blicken durfte.

Verzeichnis der Veröffentlichungen von H. Rosenbusch in chronologischer Reihenfolge.

1869. Dissertation: Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Freiburg 1869. 75 p. (Zugleich Habilitationsschrift.) Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1869. 485—487.

1870. Mineralogische und geognostische Notizen von einer Reise in Südbrasilien. Ber. d. naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. 1870. 39 p. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1871. 78—79, 84—85, 175—176.

1871. Über eine Verbesserung mikroskopischer Gesteinsuntersuchungen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1871. 914—918.

1872. Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. N. Jahrb. f. Min. etc. 1872. 35—65 und 135—170.

— Der Hydrotachylyt vom Roßberge. N. Jahrb. f. Min. etc. 1872. 614—619.

— Über einige vulkanische Gesteine von Java. Ber. d. naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. 6. 1872. 36 p. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1872. 953—955.

1873. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien. Bd. I. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1873. 8⁰. IX u. 398 p. Mit 102 Holzschnitten und 10 Tafeln in Farbendruck. Ankündigung dieses Werkes durch den Verfasser. N. Jahrb. f. Min. etc 1873. 61—63. Ref. daselbst 753—754.

1875. Über die Phänomene, welche den Kontakt des Granits mit Tonschiefern zu begleiten pflegen, insbesondere bei Barr-Andlau in den Vogesen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. 849—851.

— Über Wichtisit und Sordawalit. N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. 855—856.

— Einleitende Bemerkungen über die neue geologische Landesaufnahme von Elsaß-Lothringen. Verfaßt mit den übrigen Mitgliedern der geologischen Kommission für die geologische Landesuntersuchung und Kartierung von Elsaß-Lothringen. Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen. Bd. I. 1877. I—XXI. (Erschien 1875.)

— Mit E. W. Benecke. Chronologischer Überblick der mineralogischen und geologischen Literatur über die Reichslande Elsaß-Lothringen. Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen. Bd. I. 1877. XXIII—XXVI und 1—77. (Erschien 1875.)

1876. Ein neues Mikroskop für mineralogische und petrographische Untersuchungen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1876. 504—513.

— Einige Mitteilungen über Zusammensetzung und Struktur granitischer Gesteine. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **28.** 1876. 369—390. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1877. 544.

1877. Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen. Bd. I. 1877. XXVII—XXIX, 79—393. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1877. 749—752.

— Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. II. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1877. 8⁰. VIII u. 596 p. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1877. 956—958.

1880. Bemerkung zu W. C. Brögger's Mitteilung über Olivinfels von Söndmöre. N. Jahrb. f. Min. etc. 1880. II. 192.

— Glimmertrachyt von Montecatini in Toskana. N. Jahrb. f. Min. etc. 1880. II. 206—208.

— Sulla presenza dello Zircone nelle roccie. R. Accad. Sc. Torino. **16.** 1880. 773—776. Ref. Zeitschr. f. Kristallogr. **6.** 1882. 283—284.

1882. Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen, N. Jahrb. f. Min. etc. 1882. II. 1—17, nebst tabellarischer Übersicht der massigen (Eruptiv-) Gesteine.

1883. Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Magaz. for Naturvid. **27.** 1883. 4. Heft. 8 p. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1884. II. 343—344.

— Über den Sagvandit. Tromsö Mus. Aarshefter. VI. 1883. 81—86. Auch abgedruckt in N. Jahrb. f. Min. etc. 1884. I. 195—198.

— Johann Reinhard Blum. Nekrolog. N. Jahrb. f. Min. etc. 1883. II. 8 p.

1885. Ein Beitrag zur Morphologie des Leucits. N. Jahrb. f. Min. etc. 1885. II. 59—65. Ref. Zeitschr. f. Kristallogr. **13**. 1888. 56.

— Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. I. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Zweite gänzlich umgearbeitete Auflage. Stuttgart 1885. 8°. XIV u. 664 p. Mit 177 Holzschnitten. 26 Tafeln in Photographiedruck und der Newton'schen Farbenskala in Farbendruck. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1886. II. 40—43.

1886. Leopold Heinrich Fischer. Nekrolog. N. Jahrb. f. Min. etc. 1886. II. 7 p.

1887. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. II. Massige Gesteine. Zweite gänzlich umgearbeitete Auflage. Stuttgart 1887. 8°. XIV u. 877 p. Mit 6 Tafeln in Photographiedruck. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1888. II. 396—402.

1888. Hülfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung in Gesteinen. Zusammengestellt von H. Rosenbusch. 9 Tabellen. Stuttgart 1888. 4°. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1890. I. 237.

1889. Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. f. Min. etc. 1889. II. 81—97.

1890. Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **11**. 1890. 144—178. Berichtigung ebenda **11**. 1890. 438. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1891. II. 57—61.

— Mit M. Hunter. Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **11**. 1890. 445—466. Ref. Min. Mag. **10**. 1894. 177—178.

1891. Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **12**. 1891. 49—61. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. I. 275.

— Über Struktur und Klassifikation der Eruptivgesteine. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **12**. 1891. 351—396. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1893. I. 70.

1892. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. I. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Dritte vermehrte und verbesserte Auflage. Stuttgart 1892. 8°. XVII u. 712 p. Mit 239 Holzschnitten, 24 Tafeln in Photographiedruck und der Newton'schen Farbenskala in Farbendruck. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 268.

1896. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. II. Massige Gesteine. Dritte erweiterte und verbesserte Auflage. Stuttgart 1896. 8°. XIV u. 1360 p. Mit 6 Tafeln in Photographiedruck. Ref. über p. 551—1360 (Ergußgesteine) Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **16**. 1896. 546—547. Eine Sammlung von Dünnschliffen der in diesem Werk beschriebenen wichtigsten Gesteinstypen erschien 1897 bei Voigt & Hochgesang in Göttingen.

1898. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1898. 8°. IV u. 546 p. Mit 96 Figuren und 2 Tafeln.

— Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitz.-Ber. Berl. Akad. 1898. 706—717. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1900. I. 48—50.

1898. Kristallographische Bestimmungen von Salzen des Stickstoffwasserstoffs in J. Rissom's Untersuchungen über den Stickstoffwasserstoff N_3H. Inaug.-Dissert. Bonn 1898. S. auch Curtius und Rissom, Neue Untersuchungen über den Stickstoffwasserstoff N_3H. Journ. f. prakt. Chemie. 58. 1898. 261. Ref. Zeitschrift f. Kristallogr. 33. 1900. 99.

1899. Über Euktolith, ein neues Glied der theralithischen Effusivmagmen. Sitz.-Ber. Berl. Akad. 1899. 110—115. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1900. II. 216—217, und Zeitschr. f. Kristallogr. **33**. 1900. 653.

— Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. IV. 1899. 9—48. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1901. I. 57—59, und Zeitschr. f. Kristallogr. **35**. 1902. 302.

1900. Aus der Geologie von Heidelberg. Akademische Prorektoratsrede. Heidelberg 1900. 4°. 21 p. Auch 8° erschienen Heidelberg 1901. 24 p. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1901. II. 420.

1901. Elemente der Gesteinslehre. Zweite Auflage. Stuttgart 1901. 8°. V u. 565 p. Mit 96 Figuren und 2 Tafeln.

— Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis. Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. IV. 1901. 369—395. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1903. I. 231—232, und Zeitschr. f. Kristallogr. **38**. 1904. 207.

— Über Thermen und ihre geologischen Beziehungen. Vortrag, gehalten in Baden-Baden am 18. Oktober 1901 in den Balneologischen Kursen. Balneolog. Zentralzeitung, November und Dezember 1901. 11 p.

1904. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. I. Mit E. A. Wülfing. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Erste Hälfte: Allgemeiner Teil. Vierte völlig umgearbeitete Auflage von E. A. Wülfing. Stuttgart 1904. 8°. XIV u. 467 p. Mit 286 Figuren im Text und 17 Tafeln. Ref. dies. Centralbl. 1905. 119—125.

1905. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. I. Mit E. A. Wülfing. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Zweite Hälfte: Spezieller Teil. Vierte neu bearbeitete Auflage von H. Rosenbusch. Stuttgart 1905. 8°. VIII u. 402 p. Mit 206 Figuren im Text, 20 Tafeln und einem Anhang: Hülfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung. Ref. dies. Centralbl. 1905. 486—490, und Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **24**. 1905. 246—247.

— Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis. 3. Die Kalksilikatfelse von der Fehren bei Neustadt i. Schw. Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. V. 1905. 43—63. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. II. 67—68.

1906. Die Darstellung des Grundgebirges auf der geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 58. 1906. 307.

— Eine Reihe von Gesteinsdiagnosen im Guide des Excursions du X. Congrès géol. intern. Mexico 1906. XVI. Géologie des environs de Zacatecas par C. Burckhardt et S. Scalia.

1907. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. II. Massige Gesteine. Erste Hälfte: Tiefengesteine, Ganggesteine. Vierte neu bearbeitete Auflage. Stuttgart 1907. 8°. XIII u. p. 1—716. Ref. dies. Centralbl. 1907. 551—569 und 592—601, und Tscherm. Min. u. petr. Mitt. 26. 1907. 159—160.

1908. Mikroskopische Physiographie etc. (s. o. unter 1873). Bd. II. Massige Gesteine. Zweite Hälfte: Ergußgesteine. Vierte neu bearbeitete Auflage. Stuttgart 1908. 8°. IX. u. p. 717—1592. Mit 4 Tafeln. Ref. dies. Centralbl. 1909. 338—350 und 367—379, und Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 28. 1909. 201—202.

– Hülfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung. Stuttgart 1909. 8°. 7 Tabellen. — Sonderausgabe der Tabellen aus dem speziellen Teil der Physiographie (s. o. unter 1904). Mit einem Druckfehlerverzeichnis.

1910. Elemente der Gesteinslehre. Dritte neu bearbeitete Auflage. Stuttgart 1910. 8°. VIII u. 692 p. Mit 107 Figuren und 2 Tafeln. Ref. dies. Centralbl. 1910. 180—186, und Tscherm. Min. u. petr. Mitt. 28. 1910. 573—574.

Erwähnt seien noch die hier nicht aufgeführten zahlreichen, eine Fülle von wertvollen kritischen Bemerkungen enthaltenden Besprechungen im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc., die Rosenbusch als Mitherausgeber in den Jahren 1879—1884 verfaßte. Ich habe unter freundlicher Assistenz von Fräulein Klara Heintzeler feststellen können, daß in diesen 6 Jahren redaktioneller Tätigkeit Rosenbusch nicht weniger als 446 Arbeiten in 363 Referaten besprochen hat, die zusammen einen Band von 581 Seiten füllen würden. Neben den kostbaren Originalwerken geben diese Referate ein klares Bild von der Vielseitigkeit und Gründlichkeit dieses tiefdenkenden Geologen.

Heidelberg, den 28. März 1914.

E. A. Wülfing.

Über die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Von **R. Gans** in Berlin.

(Schluß.)

Bei einer direkten Formulierung des Austauschprozesses zwischen Kaliumpermutit und NH_4Cl kommt Wiegner auf Grund der Annahme, daß „die Reaktion als in der flüssigen Phase stattfindend angenommen wird im einfachsten Fall“ zu der Gleichung

$$C_{K\,Perm} \cdot C_{NH_4^{\cdot}} = K \cdot C_{NH_4\,Perm} \cdot C_{K^{\cdot}}$$

Er sagt: „Hierbei ist von Komplikationen wie Hydrolysen abgesehen und die elektrische Dissoziation der Salze als vollkommen und gleich angenommen. Da Kaliumpermutit und Ammoniumpermutit unlösliche Bodenkörper bilden, ist deren Konzentration nach der einfachsten Annahme konstant. Die Formel würde dann lauten:

$$C_{NH_4\cdot} = K_1 C_{K\cdot}$$

wobei $$K_1 = \frac{K \cdot C_{NH_4\,Perm}}{C_{K\,Perm}}$$ ist.

Die Konstanz ist unter der einfachsten Annahme nicht erfüllt."

Hierzu ist zu bemerken, daß Wiegner nach seinen eigenen Versuchsresultaten in keiner Weise berechtigt ist, die Permutitsalze als Bodenkörper, mit anderen Worten als inaktive Masse zu betrachten; die Ansicht vom Verhalten der Aluminatsilikate resp. des Permutits als Bodenkörper ist es, die Wiegner zu irrigen Anschauungen und zu unberechtigten Deutungen seiner Versuchsresultate veranlaßt hat.

Wann ist ein fester Körper als Bodenkörper vorhanden? Wir können hier das von Guldberg und Waage studierte Beispiel[1] des Gleichgewichts zwischen den löslichen Salzen des K_2SO_4 und K_2CO_3 und den schwer löslichen, im Überschuß vorhandenen Salzen $BaSO_4$ und $BaCO_3$ zum Vergleich heranziehen. Die Salze $BaSO_4$ und $BaCO_3$ können wir als Bodenkörper betrachten, weil sie als schwer löslich sich nur im geringen, konstanten, von der Gesamtmenge unabhängigen Umfange (soweit sie gelöst und dissoziiert sind) an der Reaktion beteiligen. Wir können bei vorherigem Überschuß der Bariumsalze nach Eintritt des Gleichgewichts beliebige Mengen von $BaSO_4$ oder von $BaCO_3$ dem Gleichgewicht beifügen, ohne daß eine Änderung des Verhältnisses der Ionen-Gleichgewichtskonzentrationen von $CO_3'' : SO_4''$ in der Lösung eintritt. Es bleibt wie $\frac{4}{1}$. Hier können wir das Verhältnis der Konzentrationen von $BaCO_3 : BaSO_4$ als konstant annehmen, dessen Herausnahme aus der Gleichung somit als zulässig erscheint, und die beiden unlöslichen Bariumsalze als Bodenkörper betrachten.

Durchaus andere Verhältnisse finden sich bei den Aluminatsilikaten des Permutits. Wiegner selbst hat durch eine Versuchsreihe festgestellt, daß die Einwirkung verschiedener Mengen des Permutits auf die gleiche Menge und Konzentration des NH_4Cl ein verschiedenes Verhältnis der Gleichgewichtskonzentrationen der ausgetauschten Kationen zu den nicht absorbierten NH_4-Ionen bedingt (Journ. f. Landw. 60. Heft II. p. 143 u. 144):

[1] W. Nernst, Theoret. Chem. 1913. p. 571—573.

Permutitmenge in g	Anfangsgehalt an NH_4Cl in Millimol	Gleichgewichtsverhältnis der ausgetauschten Ionen des Permutits $\left(\frac{Ca}{2}\text{ und }K\right)$ zu den nicht absorbierten NH_4-Ionen	Die Permutitmenge	Das Verhältnis der Kationen in der Lösung
			steigt von 1 auf:	
2	16,895	$\frac{3.519}{13.376} = 0,263$	1	1
3	16,902	$\frac{4.925}{11.977} = 0,411$	1,5	1,564
4	16,907	$\frac{5.793}{11.114} = 0,521$	2,0	1,981
5	16,868	$\frac{6.717}{10.151} = 0,662$	2,5	2,515

Das heißt mit anderen Worten: Wir können nach Eintritt des Gleichgewichts, z. B. bei der Umsetzung von 2 g Permutit mit der NH_4Cl-Lösung, nicht beliebige Mengen vom Ca-K- (oder auch vom NH_4-) Permutit dem Gleichgewicht hinzufügen, ohne eine Änderung in dem Verhältnis der Gleichgewichtskonzentrationen in der Lösung herbeizuführen, trotzdem schon von beiden Permutitsalzen ein Überschuß ungelöst im Gleichgewichtszustande vorhanden ist.

Folglich können wir die Permutitsalze nicht als Bodenkörper auffassen. Feste Körper sind nur dann Bodenkörper, wenn sie nur im konstanten Verhältnis ihrer Konzentrationen, aber nicht, wenn sie ihrer ganzen Absolutmenge nach einwirken, *wie in diesem besonderen Falle*. Es ist daher die Absolutmenge (in Millimol) der Permutitsalze als aktive Masse in die Formel einzusetzen. Daß die Permutitsalze bei den Versuchen von Wiegner nicht vollständig sich umsetzen, wird nur durch den Eintritt des Gleichgewichts bedingt. Vermehrt man die Konzentration der NH_4Cl-Lösungen, so nehmen immer größere Mengen der Permutitsalze an der Umsetzung teil, bis schließlich bei der gesättigten NH_4Cl-Lösung die ganze Menge der Permutitsalze in Ammoniumpermutit umgewandelt wird, wenngleich auch hier infolge des eintretenden Gleichgewichts noch geringe, praktisch wohl zu vernachlässigende Mengen der Permutitsalze unzersetzt bleiben.

Man ist also berechtigt, die Absolutmenge der Permutitsalze in die Formeln einzusetzen, und es entspricht nicht Wiegner's Versuchsresultaten, wenn man (wie bei einer direkten Formulierung des Prozesses nach Wiegner) nur deren Konzentrationen berücksichtigt.

Wiegner glaubt nun, daß die gefundenen Konstanten dem Zufalle ihr Dasein zu verdanken haben, da er „zufällig" aus rein praktischen Gründen immer stets die Lösungsmenge von ca. 100 ccm verwendet habe.

Ich selbst habe ausgeführt (p. 737), daß es bei den Austauschvorgängen auf die Menge des Salzes und nicht auf die zur Lösung verwendete Flüssigkeitsmenge ankomme, daß es aber fraglich erscheine, ob sich dieses Ergebnis auch auf alle Konzentrationen erstrecke, wenn die Absorption (besser Austausch genannt) auch von dem Dissoziationsgrade des gelösten Salzes beeinflußt wird.

Bei der Ausführung eines doppelt angesetzten Versuches ergab sich bei Einwirkung von 0,25 g NH_4Cl auf 5 g Permutit, wobei einmal eine Flüssigkeitsmenge von 50 cm^3 und das andere Mal von 200 cm^3 Verwendung fand, fast die gleiche Absorption. Auch die jetzt neu angesetzten Versuche, die Herr Muenk mit verschiedenem Permutitmaterial auszuführen die Liebenswürdigkeit hatte, bestätigen die ersten Resultate:

Der Gesamtwassergehalt der 3 verschiedenen Permutitproben betrug beim Permutit A = 26,35 %
" B = 18,37 "
" C = 22,80 "

Der Chlorgehalt der Lösungen vor und nach der Berührung mit dem Permutit war fast genau derselbe.

No. des Versuches	Art des Permutitmaterials, von dem je 5 g angewandt wurde	Angewandte Menge NH_4Cl in g	Anzahl der cm^3 der Lösung	Anzahl der cm^3 der Lösung, in welcher der Stickstoff bestimmt wurde	Gesamt-N-Absorption (besser Austausch) in Milligrammen
1 a	Permutit A, mehrere Tage mit heißem Wasser gewaschen (entstanden aus Permutit C)	0,25	50	25	53,2
1 b		0,25	200	100	53,0
2 a	"	0,25	50	25	53,3
2 b	"	0,25	200	100	52,9
3 a	"	0,50	50	25	87,2
3 b	"	0,50	200	100	86,0
4 a	"	0,50	50	25	88,5
4 b	"	0,50	200	100	87,7
5 a	5 g Permutit B, längere Zeit mit kaltem Wasser gewaschen	0,25	50	25	57,6
5 b		0,25	200	100	56,4
6 a	"	0,25	50	25	56,5
6 b	"	0,25	200	100	55,4
7 a	5 g Permutit C ungewaschen	0,50	50	25	89,1
7 b		0,50	200	100	83,1
8 a	"	0,50	50	25	90,7
8 b	"	0,50	200	100	87,7
9 a	"	0,25	50	25	52,5
9 b	"	0,25	200	100	50,8

Wiegner hat den ersten Versuch nachgeprüft und ein anderes Resultat erhalten. Aus einer verdünnteren Lösung (200 cm^3) erhält er eine prozentisch geringere Absorption von der gleichen Menge des Absorbendums als bei einer konzentrierteren.

Der Grund hierfür ist wahrscheinlich das technische, nicht genügend gereinigte Material, das ihm zur Verfügung stand.

Bei der Hydradation des durch Schmelzen von Al_2O_3, SiO_2 und Alkalikarbonaten hergestellten Permutitglases, müssen größere Mengen Alkalihydrates ausgewaschen werden. Diese Operation wird technisch nicht immer gut durchgeführt sein. Wir haben also möglicherweise im technischen Permutit nach meiner Ansicht ein kolloidales Aluminatsilikat, das

a) auf 1 Mol. Al_2O_3 1 Mol. Base chemisch (in Form von Aluminatsilikat) gebunden und außerdem

b) infolge seines Kolloidcharakters eine geringe Menge Base physikalisch gebunden enthält.

Hierauf deutet auch die frühere Analyse von Wiegner hin, welche ich molekular umrechnete[1].

Bevor man das technische Material, am besten den K Na-Permutit, zu den Austauschversuchen verwendet, muß es durch eine gründliche Waschung mit heißem, kohlensäurefreiem Wasser von dem physikalisch gebundenen Alkali befreit werden.

Daß dieses überschüssige, schwer auswaschbare Alkali in der Tat der Grund für die verschiedenen Resultate sein kann, konnte K. Muenk beweisen. Der geringe Unterschied in der Absorption (siehe Versuche 7—9) aus Lösungen von 50 und 200 cm^3 verschwand fast gänzlich, nachdem ein Permutitmaterial mit überschüssigem Alkaligehalt, das an 100 cm^3 Waschwasser Alkalität in Höhe von 3,3 cm^3 $\frac{1}{10}$ N.L. abgab, einer mehrtägigen Auswaschung mit heißem Wasser unterzogen wurde (siehe Versuche 1—4).

Die Ursache für das Verhalten liegt klar. Das nicht genügend ausgewaschene Material läßt in 50 cm^3 eine erheblich geringere Alkalimenge als in 200 cm^3 in Lösung gehen. Die größere Menge Alkali im Gemisch mit der NH_4Cl-Lösung wird aber eine geringere Absorption von Stickstoff herbeiführen, da die Absorption einer Base durch die Gegenwart einer anderen Base gedrückt wird, wie allgemein bekannt ist. Daher die Erniedrigung der Absorption bei 200 cm^3 gegenüber der bei 50 cm^3, während man nach Nernst auf Grund der Absorptionsgesetze gerade das Gegenteil zu erwarten hätte, wenn der Unterschied in der Absorption dem verschiedenen Grade der Verdünnung auf Rechnung gesetzt werden müßte. Nernst[2] sagt: „Die Tabelle zeigt ein für sämtliche Adsorptionserscheinungen charakteristisches Phänomen: Der Prozentsatz der

[1] R. Gans, Dies. Centralbl. 1913. p. 728—729.

[2] W. Nernst, Theoret. Chem. 1913. p. 529.

Gesamtmenge der Substanz ($x + y = a$), der durch die Adsorption aus der Lösung entfernt wird, ist um so größer, je verdünnter die Lösung ist.“

Das Resultat WIEGNER's ergibt aber gerade entgegengesetzt, daß die Absorption aus der verdünnten Lösung geringer ist, als aus der konzentrierten. Es müssen also andere Faktoren das Resultat WIEGNER's beeinflußt haben.

Allein die von NERNST angegebene Regel kann hier überhaupt nicht zur Anwendung gelangen, weil sie nur für Absorptions-, aber nicht für Austauschprozesse gegeben ist.

Man sieht, wie notwendig es ist, daß man zwischen den beiden Prozessen strenger unterscheidet wie bisher.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß bei den bisherigen Austauschprozessen mit Neutralsalzen und Ackererden oder künstlichen Silikaten, soweit mir bekannt ist, fast nur in der Weise operiert wurde, daß bei annähernd gleichem Volumen neben der Änderung der Anfangskonzentration des Absorbendums auch eine Änderung der Absolutmenge desselben eintrat (Versuchsanordnung A). Bei der von mir angewendeten Versuchsanordnung (B) wechselte jedoch nur die Anfangskonzentration, nicht aber die Absolutmenge des Absorbendums.

Man kann deshalb gar nicht sagen, daß die jetzigen Resultate den früheren widersprechen; sie widersprechen höchstens den unberechtigt aus den früheren Resultaten gezogenen Schlüssen.

Die Möglichkeit, daß WIEGNER die Resultate seiner früheren Versuche der FREUNDLICH'schen Gleichung anpassen konnte, entstand nur dadurch, daß er immer fast annähernd gleiche Lösungsmengen benutzte. Seine bisherigen Versuchsresultate (nach A) und die nach der Versuchsanordnung (B) zu erhaltenden würden sich niemals der FREUNDLICH'schen Gleichung bei Benutzung derselben beiden Konstanten anpassen. Ein Wechsel im Volumen wäre also für die beiden Konstanten der FREUNDLICH'schen Formel verhängnisvoll geworden, nicht aber für die von mir nach der Formel (I) und (II) gefundenen Konstanten, wie ich oben beweisen konnte.

Ich möchte hierbei nochmals betonen, daß ich die Gültigkeit des Satzes betreffs der ausschlaggebenden Wirkung der Salzmenge bei den Austauschprozessen in schon erwähnter Form eingeschränkt habe. Diese Einschränkung möchte ich dahin präzisieren, daß der Satz nur Gültigkeit haben kann, wenn die elektrolytische Dissoziation der Salze vollkommen und gleich ist und Komplikationen wie hydrolytische Dissoziation, auch bei den Permutitsalzen, nicht eintreten.

Bei den früheren Versuchen von WIEGNER scheint die hydrolytische Spaltung der Permutitsalze nicht oder nur im geringen Grade eingetreten zu sein; es ist aber wahrscheinlich, daß sie bei noch größeren Verdünnungen der NH_4Cl-Lösung eintreten wird.

Sie macht sich bei den Permutitsalzen durch die alkalische Reaktion der umgebenden Flüssigkeit bemerkbar, die wir durch Neutralsalze mehr oder weniger zum Verschwinden bringen können. Eine alkalische Reaktion kann aber auch durch physikalisch vom Permutitkolloid gebundene Basen bedingt werden; in diesem Falle wird sie nicht oder nur wenig beeinflußt werden, wenn man Neutralsalze hinzufügt.

Stärkere hydrolytische Spaltungen der Permutitsalze bei den Austauschprozessen Wiegner's würden sich auch dadurch bemerkbar gemacht haben, daß dann ein äquivalenter Austausch nicht stattfinden konnte, der aber von Wiegner immer konstatiert wurde.

Bei der Annahme Wiegner's von Absorptionsprozessen (anstatt von Austauschprozessen) ergibt sich:

Die Tatsache, daß die Aluminatsilikate aus einer größeren Konzentration der gleichen Menge des Absorbendums (der Neutralsalze) dieselbe Menge absorbieren wie aus geringerer Konzentration, beweist unzweideutig, daß die Aluminatsilikate nicht Absorptionsverbindungen, sondern chemische Verbindungen sind. Denn sie widerspricht auch der durch die Freundlich'sche Formel bedingten Annahme, daß jedem Wechsel der Gleichgewichts-Konzentration der NH_4Cl-Lösung (C') auch eine andere Absorption resp. Gleichgewichts-Konzentration im Permutit $\left(C'' = \frac{x}{m}\right)$ entsprechen muß. Zur Feststellung dieser Tatsache bedarf es keiner Umänderung des Absorptionsfaktors, deren Berechtigung und Richtigkeit Wiegner bezweifelt, hierzu genügen allein die für Absorptionsreaktionen festgelegten Gesetze.

Schlußsatz: 1. Die Annahme Wiegner's von dem Verhalten der Aluminatsilikatsalze als Bodenkörper bei den Austauschprozessen ist unberechtigt, sie widerspricht seinen eigenen Versuchsresultaten und gibt zu einer unberechtigten Formulierung der Reaktion Veranlassung.

2. Die Ansicht, daß bei den Austauschprozessen der Aluminatsilikatsalze (unter der Annahme der gleichen und vollkommenen Dissoziation und unter Ausschluß weiterer Komplikationen) nicht die Konzentrationen der gleichen Menge des Absorbendums, sondern die Absolutmengen bestimmend sind, konnte durch weitere Untersuchung erhärtet werden; die abweichenden Resultate Wiegner's sind der größten Wahrscheinlichkeit nach auf das ihm zur Verfügung stehende, nicht genügend gereinigte Permutitmaterial zurückzuführen.

3. Bei der Annahme von Absorptionsprozessen (nach WIEGNER) ergibt sich aus den unter 2 angeführten Gesetzmäßigkeiten, ohne Anwendung der von mir aus dem Absorptionsfaktor abgeleiteten Formeln, mit Sicherheit, daß die Aluminatsilikate, wie ich behauptete, nicht Absorptions-, sondern chemische Verbindungen sind.

Berlin, Labor. f. Bodenkunde der Kgl. Geol. Landesanstalt, Februar 1914.

Über das Hypostom und einige Arten der Gattung Cyphaspis.

Von **Rudolf Richter** in Frankfurt a. M.

Mit 5 Textfiguren.

In folgendem sollen einige Beobachtungen mitgeteilt und besprochen werden, deren Belang in gewisser Beziehung über den engeren Rahmen hinausgeht, in welchem die devonischen Arten der Gattung *Cyphaspis* später für sich behandelt werden sollen.

Das Hypostom der Gattung.

Dieser von NOVÁK für die artliche und namentlich die Gattungsbestimmung der Trilobiten als entscheidend gedeutete Teil des Panzers war BARRANDE [1] unbekannt geblieben, obgleich seine Aufmerksamkeit lebhaft darauf gerichtet war. Denn die Unbekanntheit des Hypostoms von *Cyphaspis* und *Arethusina* zwang ihn, die Verwandtschaftsverhältnisse ungeklärt zu lassen [2], die zwischen den beiden Gattungen untereinander und zwischen beiden gegenüber *Proetus* in Frage standen. Auch den von NOVÁK [3] an dem vermehrten böhmischen Material eigens nach dieser Richtung angestellten „Studien an Hypostomen böhmischer Trilobiten“ gelang es noch 1880 (I, p. 7) und 1884 (II, p. 19) nicht, das Hypostom von irgend einer Art der Gattung *Cyphaspis* aufzufinden, bis er 1885 (III, p. 6) die Entdeckung desselben bei *C. convexa* CORDA als endlich festgestellte Tatsache mitteilen konnte. Eine Beschreibung oder Abbildung bringt er aber in dieser und in der folgenden Hypostomarbeit nicht, so daß das Dunkel geblieben und die von BARRANDE für den Fall eines solchen Fundes versprochenen Aufschlüsse nicht gegeben worden sind. Das Bruchstück eines Hypostoms vollends, das HALL und CLARKE 1888 [4] bei *C. minuscula* HALL auffanden, ließ eine zuverlässige Beobachtung von vornherein nicht zu.

Nun liegt endlich auch uns ein Hypostom von *Cyphaspis* vor und zwar von *C. ceratophthalmus* GOLDF. aus der oberen *Calceola*-

[1] Système silurien. 1. p. 480.

[2] ebenda. p. 482, Abs. 7.

[3] Sitzungsber. k. böhm. Ges. d. Wiss. Prag. 1880, 1884, 1885 u. 1886.

[4] Palaeontology of New York. 7. p. 141. Taf. XXIV Fig. 12.

Stufe von Gees bei Gerolstein. Dieses Stück, das aus der Sammlung DOHM in den Besitz der Universität Bonn übergegangen ist, bietet durch die Vollständigkeit, die prächtige Erhaltung der Schale und seine Lage in situ besonders günstige Gelegenheit zur Untersuchung. Es soll als das erste Hypostom der Gattung in folgendem an der Hand von Fig. 1 bekannt gemacht werden:

Der Vorderrand bildet einen nach hinten offenen, leicht gewellten Bogen und läuft in lange Vorderflügel aus, die stark nach unten gebogen sind. Die Seitenränder bilden jederseits eine ziemlich regelmäßige, in der Mitte leicht geknickte S-Linie und nähern sich nach hinten nur wenig. Der Hinterrand ist geradlinig abgeschnitten. Die Randfurche ist am Vorderrand nur noch in Gestalt von zwei schmalen und kurzen, aber tiefen Kerbschnitten vorhanden, die nach innen und außen recht bestimmt begrenzt sind und zwischen sich den Stirnsaum an seiner mittleren und höchsten Stelle mit dem Vorderlappen durch eine schmale Brücke völlig verschmelzen lassen. An den Seiten und am Hinterrande ist die Randfurche überall deutlich. Nicht weniger deutlich ist aber auch die Mittelfurche, die, ohne in der Mitte irgendwie seichter zu werden, das Schild durchquert. Da sie in voller Tiefe in die Randfurche mündet, setzt sich der von vorn kommende Abschnitt dieser Furche in die Mittelfurche fort, während der dahinter liegende Abschnitt durch den seitlich überquellenden Hinterlappen etwas nach außen abgelenkt und an dieser Stelle ein wenig seichter wird. Unterbrochen wird die Randfurche dadurch aber nicht. Sie

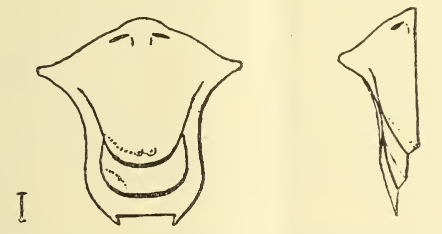


Fig. 1. Hypostom von *Cyphaspis ceratophthalmus* GOLDFUSS (Schalenerhaltung). $\frac{8}{1}$. Obere *Calceola*-Stufe von Gees.

läuft dem Seitenrande gleich und trennt einen sehr bestimmten, mäßig gepolsterten Saum ab, der mit feinen Längsstreifchen bedeckt ist. An den Hinterecken laufen die Seitensäume jederseits in ein kurzes, nach innen gerichtetes Zähnchen aus. Der Saum am Hinterrande zwischen diesen Zähnchen liegt tiefer als die Seitensäume, ist ungestreift und ungepolstert, biegt sich vielmehr nach außen herab. — Der Vorderlappen, der vorn nur noch durch die Restgräben der Vorderfurche an der völligen Verschmelzung

mit dem Stirnsaum verhindert wird, erscheint durch die Einheitlichkeit von Rand- und Mittelfurche an den Seiten und namentlich hinten scharf begrenzt. Der Steilabfall nach hinten wird durch eine dem Hinterrande aufgesetzte Anschwellung noch besonders betont, die sich bei starker Vergrößerung in zwei verschmolzene, in je ein feines Körnchen auslaufende Hügel auflöst, zu deren Seiten einige niedrigere und noch feinere Körnchen stehen. Der kurze, sichelförmige Hinterlappen erscheint in der Aufsicht durch seinen Steilabfall nach hinten noch kräftiger gepolstert als der Vorderlappen. Die Seitenansicht zeigt aber, daß Saum, Hinterlappen und Vorderlappen regelmäßig wie Treppenstufen übereinander aufsteigen. Der Vorderlappen zieht in dieser Ansicht von seinem aufgeworfenen Hinterrande geradlinig bis an den Stirnrand. Außer feinen Streifchen auf den Seitensäumen und den Körnchen am Hinterrand des Vorderlappens (und einer unsymmetrischen, individuellen Körnchenreihe auf dem Hinterlappen) zeigt das Schild auch bei starker Vergrößerung eine glatte Schale.

Beziehungen: Barrande vermutete (a. a. O. p. 480), es könnten sich unter den herrenlosen, auf den *Proetus*-Tafeln 15—17 untergebrachten Hypostomen A—K möglicherweise auch solche von *Cyphaspis* verstecken. Das vorliegende Hypostom spricht aber nicht für diese Möglichkeit. Abgesehen von der eigenartigen Ausbildung der Vorderfurche ist die starke Entwicklung der Mittelfurche und damit die Selbständigkeit des Hinterlappens für unser Hypostom eigentümlich. Bei jenen ist dagegen die Mittelfurche stets nur wenig eingetieft und besteht vor allem aus zwei getrennten, blinden Einschnitten, die bestenfalls durch eine seichte Rinne verbunden werden (G. Taf. 16), niemals aber in voller Tiefe über die Mitte hinweg in Verbindung treten. Durch ihre Unterbrechung verschmilzt an dieser Stelle der Vorderlappen mit dem Hinterlappen. Letzterer bleibt also unselbständig. Es ist aber zu erwarten, daß ein nach der Art des unseren gebautes Hypostom sich als bezeichnendes Gattungsmerkmal von *Cyphaspis* herausstellen wird.

Systematische Erwägungen. Bei all dieser Eigenart und generischen Selbständigkeit zeigt der Grundplan des beschriebenen Hypostoms von *Cyphaspis* doch wieder so viel Übereinstimmung mit dem von *Proetus*, daß eine nahe Verwandtschaft der Cyphaspiden mit den Proetiden daraus hervorzugehen scheint. Dieser vom Hypostom gegebene Anhalt ist bei der systematischen Gruppierung beider Familien jedenfalls mit zu berücksichtigen. In jüngster Zeit wurden sie von G. Gürich[1] an recht entfernten Plätzen, in verschiedenen Unterordnungen, im System untergebracht,

[1] Leitfossilien. I. Cambrium und Silur. Berlin 1908. p. 64, und II. Devon. Berlin 1909. p. 151.

die Cyphaspiden bei den Micropygia und die Proetiden bei den Macropygia. In der Tat sind die trennenden Merkmale wichtig und sehr beständig, namentlich die von der Glatze entfernte Lage von Auge und Naht. Fügen wir als wesentliche Eigenschaft noch hinzu, daß die Augen bei *Cyphaspis* nach dem eiförmigen, nicht nach dem sichelförmigen Typus gebaut sind, so wird die Grenze noch natürlicher und es verschwinden die Unschärfen in der von Barrande für diese Gattung gegebenen Diagnose. Dann muß freilich *C. depressa* Barr.[1] aus ihrem Verband ausscheiden und zweifellos bei *Proetus* s. lat. untergebracht werden, wobei neben Auge und Naht die 10-Zahl der Rumpfglieder, die schwache Wölbung des Kopfes und die geringe Selbständigkeit der Seitenlappen mitsprechen. In der Tat vermutete ja auch Barrande, daß diese obersilurische Art ein Bindeglied von *Proetus* und *Cyphaspis* darstellen könnte.

Das Merkmal, welches den Kopf von *Cyphaspis* am schärfsten von *Proetus* unterscheidet, ist also u. E. der Sitz von Auge und Naht. Den hohen systematischen Wert der Gesichtsnaht haben wir an anderer Stelle[2] sehr betont und darauf die Selbständigkeit von *Drevermannia, Pteroparia, Phaetonides* u. a. begründet. Aber gerade bei dieser Gelegenheit zeigte es sich andererseits, daß bei einer ganzen Reihe von Proetiden des Oberdevons die Naht sich von der Glatze zurückzieht, sich streckt und einen ganz an *Cyphaspis* erinnernden Verlauf nimmt. So ist es z. B. der Fall bei den als *Drevermannia* vereinigten Arten *Schmidti, brecciae, adorfensis, nodannulata,* sp. a, *formosa, globigenata* und *carnica*[3]. Und doch sind das echte Proetiden, denn nach allem, was wir wissen, können sie nur von *Proetus*-Arten mit normaler Gesichtsnaht abstammen. Wenn also innerhalb dieser Familie (Hand in Hand mit einer Veränderung des Auges!) eine derartige Verlagerung der Naht möglich ist und in einem anderen Sinne noch auffälliger auf dem Wege von *Tropidocoryphe* zu *Pteroparia* erfolgt, so braucht der Nahtverlauf eine nahe Verwandtschaft auch der Cyphaspiden mit den Proetiden noch nicht auszuschließen.

Noch wichtiger als mit *Proetus* wäre es, wenn man das neue Hypostom mit dem von *Arethusina* vergleichen könnte. Denn dadurch würde auch für diese Gattung, die von einigen zu den Cyphaspiden, von anderen zu den Oleniden gestellt wird, die Frage der systematischen Stellung erleichtert werden. Leider ist aber das Hypostom von *Arethusina* bis heute unbekannt geblieben und muß mit Spannung erwartet werden. Man sollte glauben, daß es sich an böhmischen Massenfundplätzen wie Lodenitz unschwer auf-

[1] Syst. sil. I. p. 492. Taf. 16.

[2] Beitr. z. Kenntn. dev. Tril. II. Oberdevonische Proetiden. Frankfurt 1913. p. 355, 356.

[3] a. a. O. Taf. I und II.

finden lassen müßte. Aber unerklärlicherweise sind auch Novák's [1] jahrelang darauf gerichtete Forschungen ohne Erfolg geblieben.

Cyphaspis ceratophthalmus Goldfuss und *C. hydrocephala* A. Römer.

Fig. 2 und 3 a—c.

Die zahlreichen Verwechslungen, die beide Arten erfahren haben, auf die hier aber nicht näher eingegangen werden soll, sind dadurch begünstigt worden, daß von *C. ceratophthalmus* noch heute keine zutreffende Abbildung vorhanden ist, ja gerade in neuerer Zeit völlig irreführende gegeben und dann als Richtschnur benutzt wurden. Die älteste Figur, die Goldfuss 1843 [2] gleichzeitig mit der fehlerhaften von Burmeister [3] gab und die 1876 in den Atlas der Lethaea [4] übernommen wurde, ist bis heute die beste geblieben. Sie gibt trotz mancher Ungenauigkeiten im einzelnen den Gesamteindruck richtig wieder. Sandberger's [5] Zeichnung stellt nur einen Steinkern, wohl unverkennbar, aber wenig deutlich, dar, und die einzige seitdem hinzugekommene Figur bei Holzapfel [6] bedeutet gegenüber der Goldfuss'schen einen Rückschritt. Was Harbort 1903 [7] als *C. ceratophthalmus* abbildete, bezieht sich auf Formen aus der *hydrocephala*-Gruppe.

Besser bekannt ist *C. hydrocephala*, von dem Barrande [8] (wenn man *C. Barrandei* Corda dazu rechnet), Kayser [9], Novák [10], Burhenne [11] und F. Herrmann [12] zutreffende Abbildungen des Kopfes gegeben haben. Der Schwanz ist allerdings bisher außer an der böhmischen Form nur von einer verwandten Form aus dem Iberger Kalk [13] einmal bekannt geworden.

In Fig. 3 a—c bringen wir Ansichten des Kopfes von *C. ceratophthalmus* und zwar in Steinkern- und Schalenerhaltung. Ihnen stellen wir, unter Hinweis auf die eben erwähnten brauchbaren Abbildungen, in Fig. 2 die Skizze einer Geeser Form gegenüber,

[1] Stud. III. 1885. p. 6.
[2] N. Jahrb. f. Min. etc. 1843. Taf. V Fig. 2.
[3] Die Organisation der Trilobiten. Taf. III Fig. 3, 4.
[4] F. Römer, Lethaea pal. Atlas. Taf. 31 Fig. 6.
[5] Verst. d. Rheinischen Schichtensystems in Nassau. 1850—1856. Taf. II Fig. 4.
[6] Das Obere Mitteldevon. 1895. Taf. II Fig. 4, 4a.
[7] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903. Taf. XXIII.
[8] Système silurien. I. 1852. Taf. 18 Fig. 38—48.
[9] Die Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes. Berlin 1878. Taf. I Fig. 12.
[10] Paläontol. Abhandl. 1890. Taf. III Fig. 19.
[11] Leun 1899. Taf. I Fig. 11—14.
[12] Das herzynische Unterdevon bei Marburg. 1912. Taf. 20 Fig. 3.
[13] Harbort a. a. O. Taf. XXIII Fig. 4.

die man nach den noch geltenden Artbegriffen als *C. hydrocephala* bestimmen muß. Beim Vergleich dieser Figuren werden sich folgende Unterschiede [1] ergeben:

Cyphaspis ceratophthalmus	*Cyphaspis hydrocephala*
Seitenansicht:	
Umriß der Glatze fast knickartig umgebogen, in einem Winkel von etwa 80°. Den höchsten Punkt bildet die überhängende Spitze.	Umriß der Glatze kugelig gewölbt. Der höchste Punkt liegt weiter hinten, in der Mitte der Wölbung.
Wangen kegelförmig, vorn steil zum Saum abfallend. Doppelt so hoch wie die Seitenlappen. Oben so zugespitzt, daß die Augen gerade noch Platz haben.	Wangen kugelig, vorn flacher abfallend. Wenig höher als die Seitenlappen. Breit gewölbt.
Die Augen überragen die Glatze. Die Sehfläche gleicht der Hälfte eines Getreidekorns und ist höher als breit.	Die Augen überragen die Glatze nicht. Die Sehfläche nähert sich einem Halbkreis und ist nicht höher als breit.

Berichtigt man im Sinne einer solchen Fassung des Artbegriffes die falschen Bestimmungen der Literatur, so stellt sich *C. ceratophthalmus* Goldf. als eine wohl gekennzeichnete, leicht wiederzuerkennende Art dar. Und es zeigt sich dabei, daß diese Art allen entgegenstehenden Angaben zum Trotz, wenigstens soweit sie durch Figuren unterstützt werden, auf die Eifel beschränkt geblieben ist [2], wo sie in der oberen *Calceola*-Stufe von Gees nicht selten vorkommt.

Im Gegensatz dazu wird *C. hydrocephala* A. Römer zu einer Art von unwahrscheinlich großer wagerechter und senkrechter Verbreitung. Vom Ural und dem Bosporus über Böhmen, Polen und den Harz würde ihr Verbreitungsgebiet bis auf das rechte und neuerdings auch auf das linke Rheinufer (*Cultrijugatus*- und *Calceola*-Stufe der Eifel) sich erstrecken und ihre Lebenszeit vom herzynischen Unterdevon bis in das untere Oberdevon dauern. Der Grund liegt aber darin, daß *C. hydrocephala* zu einer Sammelart geworden ist, in der alle Reste von *Cyphaspis* untergebracht werden, die den bezeichnenden Durchschnittscharakter der Gattung aufweisen, besondere Kennzeichen aber nicht besitzen oder aus Erhaltungs-

[1] Von diesen Trennungsmerkmalen der beiden Arten war bereits in anderem Zusammenhang die Rede (Beitr. z. Kenntn. dev. Trilob. a. d. Rhein. Schieferg. p. 18—23. Marburg 1909). Eine Erläuterung durch Abbildungen war damals nicht möglich.

[2] Daß die Art im oberen Mitteldevon des rechtsrheinischen Gebirges fehlt, hat auch Holzapfel beobachtet (Oberes Mitteldevon. p. 41).

gründen nicht mehr erkennen lassen. Die Sichtung dieser für den Paläontologen ebenso bequemen wie für den Stratigraphen unbequemen Abstellgruppe soll demnächst versucht werden. Namentlich werden sich gewisse kleine Formen von den hochaufgeblähten Riesen trennen lassen, wie sie in der böhmischen Fazies zu Hause sind (Mnienian, G_1, Kalk des Scheerenstieges im Harz, Kalk mit *Rhynchonella princeps* von Hermershausen).

Bis dahin haben jedenfalls Formen aus der Gruppe des *C. hydrocephala* keinen stratigraphischen Wert. Daher werden auch die aus dem Iberger Kalk von Grund als „*C. ceratophthalmus*" bekannt gemachten Angehörigen dieser Gruppe für das mitteldevonische Alter ihres Lagers vorerst keine Beweiskraft besitzen. Da auch der von dort genannte *Acidaspis pigra* nach seiner Umbenennung in *A. Harborti* [1] in dieser Richtung nichts Bestimmtes besagen kann und auch die *Bronteus*-Arten kaum, so scheint die Trilobitenfauna des Iberger Kalks für die Zuweisung der sie einschließenden Schichten keinen so ausreichenden Anhalt zu bieten, wie Harbort [2] annahm. Damit würde ein wesentliches Bedenken gegen die von J. M. Clarke vertretene Altersauffassung einstweilen sein Gewicht verlieren.

Cyphaspis ceratophthalmoides n. sp.

Fig. 4 a—c.

Unter den Trilobiten des Stringocephalenkalks vom Rittberg bei Čelechowitz, die mir Herr Dr. Remeš in Olmütz zur Bearbeitung übersandte, findet sich das guterhaltene Kopfschild (meist Steinkern) dieser neuen Art. Seine Tracht ist im allgemeinen die von *C. ceratophthalmus*: Die Wangen fallen ziemlich steil nach vorn ab und die Glatze erhebt sich über ihnen so hoch, daß namentlich die Vorderansicht ein dieser Art recht ähnliches Bild gibt. Die Unterschiede sind aber dennoch unverkennbar: Die Glatze bildet keinen schiefen, nach vorn überhängenden Kegel mit dem höchsten Punkt an der Spitze, sondern ist kugelig gebläht; die Wangen sind immerhin weniger steil als dort. Ihre kegelförmige Erhebung zeigt aber doch, daß die Beziehungen zu *C. ceratophthalmus* enger sind als zu *hydrocephala*.

Das Bemerkenswerte an diesem Fund ist nicht der nach manchen Fehlversuchen [3] nunmehr gesicherte Nachweis der Gattung

[1] Rud. Richter, Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten aus dem Rheinischen Schiefergebirge. p. 54, 55. Marburg 1909.

[2] Über einige Trilobitenfunde bei Grund im Harz und das Alter des Iberger Kalkes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903. p. 475.

[3] F. Smyčka, Devonští trilobiti u Čelechovic na Moravě. Rozpr. České Ak. Cis. Fr. Jos. p. 14. Prag 1895. — H. Zimmermann, Paläontologische Mitteilungen aus Mähren. I. Trilobiten. Verh. d. naturf. Ver. in Brünn. 1891. 30. p. 119.

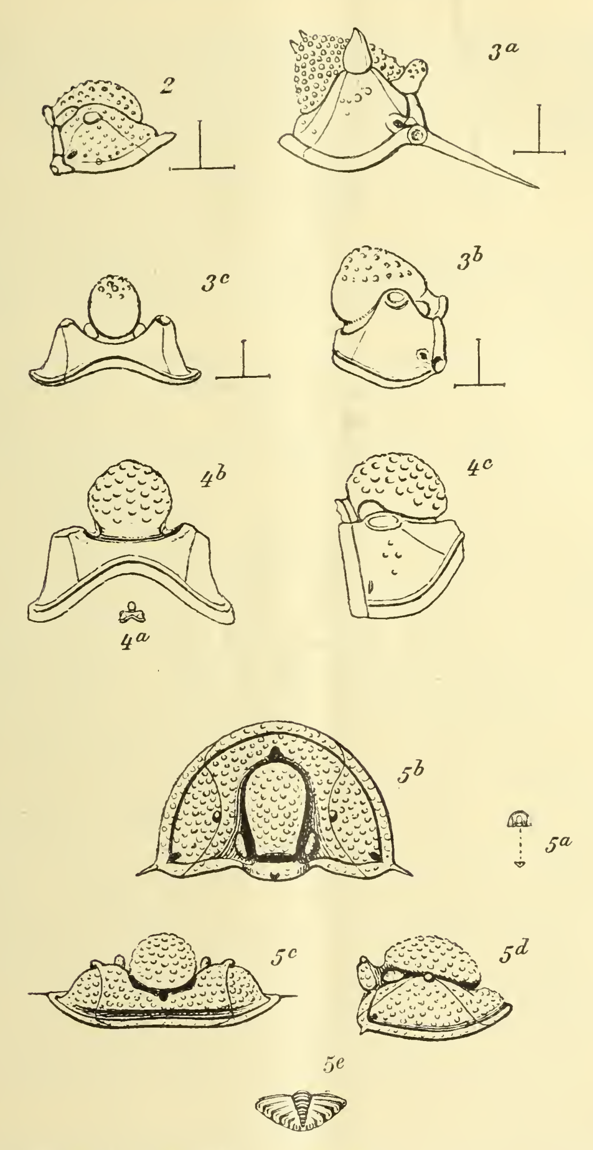


Fig. 2. *Cyphaspis hydrocephala* A. RÖMER s. lat. $\frac{2}{1}$. *Calceola*-Stufe, Gees.

Fig. 3 a—c. *C. ceratophthalmus* GOLDFUSS. $\frac{3}{1}$. *Calceola*-Stufe, Gees. (a beschalt, b und c Steinkern.)

Fig. 4 a—c. *C. ceratophthalmoides* n. sp. $\frac{8}{1}$. Stringocephalen-Stufe, Čelechowitz. (Steinkern.)

Fig. 5 a—e. *C. stigmatophthalmus* n. sp. $\frac{10}{1}$. Clymenienkalk, Oberscheld. (a—d beschalt, e Steinkern.)

für Mähren, sondern daß diese mährische Art, wie eben und schon bei anderer Gelegenheit[1] erwähnt wurde, stärker an eine linksrheinische Art anklingt als an irgend eine der dazwischenliegenden Devongebiete (Böhmen, Harz, rechtsrheinisches Gebirge).

Cyphaspis stigmatophthalmus n. sp.

Fig. 5 a—e.

Ein Schurf im Clymenienkalk von Oberscheld brachte aus einer unmächtigen Kalkbank einen Schwarm einer winzigen *Cyphaspis*-Art zutage, die sich als ein besonders anziehendes Glied der Gattung darstellte.

Der Kopf, der in vorzüglicher Erhaltung, als Schale und Steinkern, vorliegt, besitzt einen gepolsterten, durch die scharfe Randfurche bestimmt abgesetzten Saum. Dieser trägt einen verkümmerten, kurzen aber spitzen Wangenstachel, der starr nach außen abspreizt. Der Hinterrand des Schildes springt zwischen der Wurzel dieses Stachels und dem Nackenring, etwa an dem Ursprung der Gesichtsnaht, mit einem stumpfen Winkel vor.

Die Glatze ist in das kräftig gewölbte Schild zwischen tiefen Rückenfurchen eingelassen und ist selbst ansehnlich, aber mit gleichmäßiger Rundung gewölbt. In den Rückenfurchen liegen die von der Glatze völlig losgelösten Seitenlappen als äußerst kleine, aber hoch hervorspringende Eier, die daher in der Vorderansicht noch über den Wangen sichtbar werden (Fig. 5 c). Die Vereinigungsstelle der Rückenfurchen vor der Stirn vertieft sich zu einer sehr ausgesprochenen Grube, der auf der Innenseite der Schale ein vorspringender Zahn entspricht.

Die Augen (und damit auch die Naht) haben die für *Cyphaspis* bezeichnende von der Glatze entfernte Lage. Sie sind aber ganz außerordentlich klein (*στιγμαῖος* = punktklein), weit mehr als dies bei dieser Gattung sonst schon der Fall ist. Selbst bei starker Vergrößerung können sie in der Aufsicht nur schwer entdeckt werden, da sie nicht viel größer als die Körnchen sind, welche das ganze Schild dicht bedecken. Nichtsdestoweniger sind es sehr bestimmte kleine Knöpfchen.

Im Wangeneck liegt die von *C. ceratophthalmus, hydrocephala* und anderen Arten bekannte Grube. — Der Nackenring trägt ein starkes Knötchen.

Der Schwanz (Steinkern) ist sehr breit und kurz. Die Spindel, die sich hoch über die Flanken erhebt, ist schlank und reicht bis an den Hinterrand. Sie trägt 5—6 Rippen, von denen die vorderen sehr erhabene und weitabstehende Walzen sind. Die eben ausgebreiteten Flanken stürzen am Außenrand in einem Steil-

[1] Rud. Richter, Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. I. Die Gattung *Dechenella*. Frankfurt 1912. p. 334.

abfall ab, der die auffallende Dicke des Schildes anzeigt. Die Rippen, von denen 5 angelegt sind, sind wenig deutlich, besonders die hinteren. Sie schwellen außen in einen Knoten an, der sich über den ganzen Steilabfall verfolgen läßt. Da er durch die außen einsetzende Gabelung der Rippen in zwei Zähne gespalten wird, die sich über die Flanken erheben, so erscheint der Umriß des Schildes schartig unterbrochen.

Sehr scharfe Abdrücke des Schwanzes zeigen, daß die Schale entlang dem Steilabfall eine einfache Reihe deutlicher Perlen trägt, die auch vom Spindelhinterende nicht unterbrochen wird.

Die Größe des Tieres ist so gering, daß die Länge der Köpfe um 2 mm schwankt und 3 mm kaum erreicht. Die Schwänze erreichen sogar nur eine Länge von $\frac{3}{4}$ mm und eine Breite von $1\frac{1}{2}$ mm.

Beziehungen: Der beschriebene Bau besitzt so viel positive Merkmale von besonderer Eigenheit, daß eine Verwechslung nicht zu befürchten ist.

Bemerkung über die Grube vor der Glatze: Vertiefungen in dem Boden der Rückenfurche, die sich auf der Innenseite der Schale als Vorsprünge bemerkbar machen, sind eine allgemeine Erscheinung, die bei den verschiedensten Trilobitengattungen auftritt. Meist sind es zwei seitliche, nicht weit von den Augen gelegene Gruben, wie sie z. B. besonders deutlich zu beobachten sind bei *Trinucleus ornatus* Sternb., *Placoparia Zippei* Boeck, *Calymmene Baylei* Barr. (Syst. sil. I. Taf. 29 u. 43), bei *Phillipsia Eichwaldi*[1] und neuerdings auch bei einem an *Acaste Schmidti* Rud. Richter anzuschließenden Phacopiden aus dem rechtsrheinischen Unterkoblenz.

Die aus dem chinesischen Cambrium von Monke[2] beschriebene Gattung *Teinistion* zeigt bei *T. Lansi* Monke, wie diese beiden Eindrücke dem Stirnende der Glatze zuwandern und dicht zusammenrücken können: „Die Stirn senkt sich als eine tiefe, breite Grube ein. In dieser Grube liegen unmittelbar vor der Glabella zwei kleine längsgestreckte Eindrücke. Auf der Unterseite erscheint dieser ganze Teil als ein vorgezogener, die Höhlung der Glabella noch etwas überwallender Kamm, als ob hier die Ansatzstelle kräftiger Muskeln gelegen hätte“ (Monke, p. 117).

Angesichts dieser vorgeschrittenen Vereinheitlichung der Eindrücke liegt es nahe, sich die unpaare Vertiefung vor der Glatzenstirn von *C. stigmatophthalmus*, die ja auch auf der Innenseite ein ganz ähnliches Bild gibt, auf dem gleichen Wege entstanden zu denken. Ihre Deutung als Apodema von Muskeln, und zwar

---

[1] H. Woodward, On the Pores in Trilobites. Geol. Mag. Dec. II. 10. 1883. p. 536 ff.

[2] Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt für 1902. 23. p. 117. Taf. 4. Berlin 1905.

— nach BARRANDE's[1] Beobachtungen an *Cheirurus gibbus* — von Hypostommuskeln, ist jedenfalls einleuchtend. Die Gruben sind eben keine Schalendurchbrüche, wie H. WOODWARD für möglich hielt, und damit fällt seine Anregung, in ihnen Nervenendigungen und den Sitz von Sinnesorganen zu suchen, — eine Anregung, die er 1883 (a. a. O.) auf Grund von Beobachtungen an Isopoden an die Stelle von M. COY's längst verlassener Annahme setzte, der in den Gruben die Einlenkungsstelle der Antennen sehen wollte.

Das Aussterben der Gattung *Cyphaspis*.

Der im obersten Devon neuaufgefundene *C. stigmatophthalmus* ist die letzte Art, die von *Cyphaspis* bekannt geworden ist. Da mit ihr die Gattung auszusterben scheint, verdient sie besondere Aufmerksamkeit.

Die hervorstechendsten Eigenschaften unserer Art sind die Winzigkeit und die Rückbildung der Augen. Nach dem glücklichen Griff, den man in ähnlichen Fällen mit einer solchen Erklärung getan hat, wird man auch hier versuchen, darin Entartungserscheinungen zu sehen. Dem ist aber entgegenzuhalten, daß außer *C. laevis* HALL[2] aus dem Chemung auch schon im Oberhelderberg eine *Cyphaspis*-Art von gleicher Größenordnung auftritt, nämlich *C. diadema* HALL und CLARKE[3]. Und die Verkümmerung der Augen[4] ist offenbar nur eine Anpassung an eine Lebensweise, für die sie an Bedeutung verloren hatten. Außer den Augen hat nur noch der Wangenstachel eine Rückbildung erfahren, während im übrigen die Differenzierung der Teile bis zum Schalenschmuck voll erhalten ist und bei der kleiner gewordenen Körperfläche eher reicher erscheint. Zieht man *C. cerberus* BARR. und *C. Davidsoni* BARR.[5] in Betracht, so gewinnt es den Anschein, als ob die Rückbildung von Auge und Wangenstachel auch sonst Hand in Hand ginge. Die gemeinsame Erklärung könnte ein Bodenleben liefern, welches das Durchschauen weiter Wasserräume ebenso entbehrlich machte wie eine den Sinkwiderstand zur Unterstützung der rudernden Beine vergrößernde Körperausbreitung.

Verzwergung und Augenverkümmerung sind überdies Erscheinungen, welche die Trilobitenfauna der Cephalopodenkalke des Oberdevons allgemein betreffen. Das ist von den Phacopiden alt-

[1] Syst. sil. I. p. 230.

[2] Palaeontology of New York. 7. p. 150. Taf. 21 Fig. 29.

[3] Ebenda p. 144. Taf. 24 Fig. 13.

[4] Ein völlig erblindeter *Cyphaspis* ist mir bis jetzt noch nicht bekannt geworden. Die einzige Figur, die ein solches Tier vorzustellen scheint, nämlich Fig. 17 Taf. XX der Palaeontology of New York. 7, ist nach den dazugehörigen Angaben im Text und den übrigen Abbildungen der gleichen Art (*C. minuscula* HALL) unzutreffend.

[5] Syst. sil. Taf. 18.

bekannt und ist bei den Proetiden nicht weniger ausgesprochen die Regel, wie vor kurzem gezeigt wurde[1]. Dabei wurde die Erklärung in den Einflüssen der Fazies gesucht und die Möglichkeit erwogen, ob das bloße Wühlen im Schlamm diese gleichgerichtete Entwicklung herbeigeführt haben könne oder die Dämmerung größerer Meerestiefen dabei entscheidend gewesen sei. Manche Erwägung sprach für die letzte Vorstellung. Das herannahende Aussterben der verzwergten Trilobitengeschlechter hätte ja allerdings eine viel glattere Erklärung geboten in der Annahme einer greisenhaften Entartung des Stammes. Da aber andere Geschlechter in voller Größe, einige sogar mit über Verhältnis großen Formen aussterben — wir kommen darauf bei anderer Gelegenheit zurück —, wäre eine solche Annahme nicht genügend begründet. Wie für jene oberdevonischen Zwergtrilobiten möchten wir auch für die Eigenart des letzten *Cyphaspis* nicht in der Erschöpfung des Keimplasmas die Erklärung suchen, sondern in einer Anpassung.

Zusammenfassung.

Das zum erstenmal bekannt gemachte Hypostom der Gattung *Cyphaspis* spricht für ihre engere Verwandtschaft mit *Proetus*.

Sorgfältige Trennung von *C. ceratophthalmus* und *C. hydrocephala* zeigt die erste als eine begrifflich, räumlich und zeitlich scharf begrenzte Art, die zweite dagegen als eine Sammelart, bis jetzt ohne stratigraphischen Wert.

Daher ist das Auftreten einer Art aus der Gruppe des *C. hydrocephala* vorerst nicht geeignet, das oberdevonische Alter des Harzer Iberger Kalkes zu erschüttern. Auch die begleitende Trilobitenfauna läßt für diese Frage noch keine Entscheidung zu.

C. ceratophthalmoides n. sp. vertritt den linksrheinischen *C. ceratophthalmus* in Mähren.

C. stigmatophthalmus n. sp. ist die letzte Art der Gattung *Cyphaspis*. Sie wiederholt in ihrer Zwerghaftigkeit und der Winzigkeit der Augen die bei den oberdevonischen Proetiden übliche Tracht. Diese wird als Neuanpassung, nicht als Entartung gedeutet.

Die „Vergletscherung“ der Neusibirischen Inseln.

Eine Erklärung.

Von **E. Kayser** in Marburg (Hessen).

Im letzten Hefte des N. Jahrb. f. Min. etc. (Jahrg. 1914. I. p. - 128 -) findet sich eine Besprechung der letzten (5.) Auflage meiner „Geologischen Formationskunde“, in welcher der Referent,

[1] Rud. Richter, Beitr. z. Kenntn. devon. Trilobiten. II. Oberdevonische Proetiden. p. 359—366. Frankfurt 1913.

Herr Frech, eine Reihe Ausstellungen an meinem Buche erhebt. Ich will hier auf die übrigen Aussetzungen nicht weiter eingehen; nur eine ist so wahrheitswidrig, daß ich dazu nicht schweigen kann.

Auf p. 131 heißt es nämlich wörtlich:

> „p. 739 wird die durch Bunge's (vom Ref. wiedergegebene) Beobachtungen widerlegte Ansicht einer „Vergletscherung der neusibirischen Inseln“ wiederholt . . . .“

Herr Frech wirft mir also vor, daß ich trotz Bunge's Arbeit — gemeint ist wohl dessen Aufsatz vom Jahre 1902 in Verhandl. miner. Ges. St. Petersburg. **40.** I. p. 203 — für die Ansicht einer Vergletscherung der Neusibirischen Inseln eingetreten sei. Diese Behauptung ist indes vollständig aus der Luft gegriffen. Ich spreche p. 739 meines Buches aus, daß Baron v. Toll das Eis der genannten Inseln als Gletschereis betrachtet habe; es ist mir aber auch nicht entfernt eingefallen, diese Ansicht zu der meinigen zu machen. Ich sage ganz im Gegenteil (p. 738 unten): „Der Norden des (asiatischen) Kontinentes war nach den übereinstimmenden Beobachtungen der russischen Geologen im Gegensatz zu Nordeuropa und Nordamerika unvereist.“

Aber noch mehr: Schon in der ersten Auflage meiner „Allgem. Geologie“ vom Jahre 1893 — also volle 9 Jahre vor Bunge — habe ich mich gegen die Anschauung v. Toll's ausgesprochen. p. 258 jener ersten Auflage heißt es nämlich wörtlich: „So interessant die Beobachtungen Toll's auch sind, so wird man doch seiner Meinung, daß hier fossiles Gletschereis vorliege, kaum beistimmen können. Die Abwesenheit aller Spuren einer ehemaligen Vereisung spricht ebenso gegen diese Deutung, wie die erwähnten Süßwasserconchylien.“

An dieser Ansicht habe ich in allen späteren Auflagen festgehalten und in den neueren (3. Aufl. 1909. p. 423; 4. Aufl. 1912. p. 428) als weitere Stütze die Arbeit von Tolmatschow (Verhandl. miner. Ges. St. Petersburg. **40.** II. p. 415. 1903) herangezogen. der nicht nur das diluviale Eis der Beresowka, sondern auch das der Neusibirischen Inseln mit aller Bestimmtheit als Schneeeis, und nicht wie v. Toll als Gletschereis, betrachtet.

Und bei dieser Sachlage wird mir zur Last gelegt, die Anschauungen Toll's mir angeeignet zu haben! Fast wie eine Ironie muß es demgegenüber erscheinen, wenn umgekehrt Herr Frech noch 1904, also zwei Jahre nach dem Erscheinen des Bunge'schen Aufsatzes, in der Lethaea geognostica (5. Quartär 1, Nordeuropa. p. 28) schreiben konnte: „Dieses fossile Eis (der Neusibirischen Insel Ljachow) — vielleicht ein „toter Gletscher“ — wird überdeckt . . . .“

Jeder Kommentar zu dieser Art des Referierens erscheint überflüssig.

Entgegnung.

Von **Fritz Frech.**

Aus den obigen zitatenreichen Darlegungen geht zunächst hervor, daß Herr KAYSER über die Beobachtungen A. v. BUNGE's nicht im klaren ist, die nicht nur zu der Annahme fossiler Gletscher bei Baron TOLL, sondern auch zu dem „Schneeeis" TOLMATSCHOW's im Gegensatz stehen. Ich rekapituliere daher:

Der gefrorene Boden Sibiriens ist nach A. v. BUNGE[1] nicht ein Gletscher der Vorzeit, sondern besteht

1. aus gefrorenem Grundwasser, das in dem kurzen arktischen Sommer durch die Schneeschmelze gebildet wird, sowie
2. in den Flußtälern aus gefrorenem Alluvium, welch letzteres fossile Säugetiere (Mammute etc.) enthält.

Das atmosphärische Wasser kann nicht in den vereisten Boden eindringen, sondern sammelt sich in den Spalten, die infolge der Temperaturschwankungen des Frühjahrs den Boden zerklüften und die durchaus vergleichbar sind mit den Rissen, die im Vorfrühling das Eis unserer Seen und Teiche durchziehen. A. v. BUNGE hat diese Spalten auf der Ljachow-Insel photographiert[1]; er beschreibt das Donnern, das in stillen Nächten beim Aufreißen der Spalten die Luft durchbebt, und das Strömen des Schmelzwassers. Dieses Schmelzwasser der Oberfläche gefriert in der Tiefe.

Das Bodeneis bildet also Spaltenausfüllungen innerhalb des ursprünglichen Eisbodens (des Alluviums mit Mammutresten) und zeigt die Tendenz, diesen zusammenzudrücken und teilweise zu verdrängen. Die Photographien A. v. BUNGE's von der Jana-Mündung[1] und von der Ljachow-Insel zeigen das ungeschichtete Bodeneis, ferner die Infiltration und die starke Zusammendrückung des gefrorenen wohlgeschichteten Alluviums.

Andere Bilder von der Ljachow-Insel und der Jana lassen erkennen, daß in dem Boden Sibiriens und Neusibiriens das Bodeneis unter Umständen das präexistierende Alluvium vollkommen ersetzen kann.

Wenden wir uns nun zu meinen nach Herrn KAYSER „aus der Luft gegriffenen Behauptungen".

Was dem Leser zunächst auffällt ist vor allem der ungelöste Widerspruch zwischen den Angaben des Lehrbuchs von KAYSER (5. Aufl.) p. 738:

„Der Norden des Kontinents dagegen war nach den übereinstimmenden Beobachtungen der russischen Geologen im Gegensatz zu Nordeuropa und Nordamerika unvereist",

und p. 739:

---

[1] Vergl. in Ges. f. Erdkunde. Berlin 1906. p. 546. Abb. nach den photographischen Aufnahmen von A. v. BUNGE.

„Am besten sind durch Baron v. TOLL die ganz ähnlichen diluvialen Eismassen der Neusibirischen Inseln bekannt geworden. Die südlichste dieser Inseln besteht, abgesehen von ein paar Punkten, wo Granit sichtbar wird, ganz aus solchem, nach der Meinung von TOLL ebenfalls von eiszeitlichen Gletschern herstammendem Eis von beträchtlicher Mächtigkeit."

Es ist hiernach völlig unklar, wem der Verf. des Lehrbuches beipflichtet, „den übereinstimmenden Beobachtungen der russischen Geologie" oder der „Meinung des Baron TOLL's", durch den ja gerade die Eismassen der Neusibirischen Inseln „am besten bekannt geworden" sind. Es ist ferner unklar, ob Herr KAYSER die Neusibirischen Inseln zu dem „Norden des Kontinentes" rechnet oder die Inseln in Gegensatz zu dem Festlande stellt.

Trotz dieser auffälligen Widersprüche zwischen p. 738 unten und p. 739 oben erklärt Herr KAYSER meine Auseinandersetzungen für „wahrheitswidrig" und „vollständig aus der Luft gegriffen".

Es lag selbstverständlich für mich nahe, anzunehmen, daß der Verf. den „Norden des Kontinentes" in Gegensatz zu den „Neusibirischen Inseln" bringen wollte; der eine war (p. 738) „unvereist", die anderen waren (p. 739) nach der „Meinung des Forschers", durch den sie „am besten bekannt" geworden sind, von „eiszeitlichen Gletschern" bedeckt.

Offenbar hat jedoch Herr KAYSER meine Besprechung gar nicht bis zu Ende gelesen, d. h. nicht beachtet, daß ich (vergl. p. 131 meines Referates) „die Benutzbarkeit seines mit großem Fleiße zusammengestellten Lehrbuches vermehren wollte und daß die meinem eigenen Arbeitsgebiet entnommenen Anmerkungen keinerlei Kritik an der Sorgsamkeit des Verf.'s involvieren".

Ein kurzes Lehrbuch soll jedenfalls eine Zusammenfassung der am bestbegründeten Lehrmeinungen sein, nicht aber ein Sammelreferat, in dem alle vorhandenen Annahmen und Hypothesen zusammengetragen werden. Im vorliegenden Falle hat der Verf. des Lehrbuches sich

1. in unlösbare Widersprüche gehüllt;
2. die unter den vorhandenen Umständen nächstliegende Auffassung und höfliche Berichtigung mit unhöflichen Ausfällen beantwortet;
3. ganz übersehen, daß der Referent das Buch im ganzen gelobt hat und außerdem seine Benutzbarkeit durch einzelne Bemerkungen hat befördern wollen.

Jeder Kommentar zu der K.'schen Polemik erscheint sonst überflüssig.

Personalia.

Gestorben: **Eduard Suess** in Wien.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Juni 14553 1914 No. 11

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg in Breslau in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet



Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die relative Stabilität von Diamant und Graphit.

Von **H. E. Boeke** in Halle a. S.

Mit 2 Textfiguren.

Über die Stabilitätsbedingungen von Diamant und Graphit ist eine ausgedehnte Literatur vorhanden, aber erst in neuester Zeit hat das Problem durch die Anwendung des Nernst'schen Wärmetheorems[1] eine theoretisch sichere Grundlage erhalten. Im folgenden sollen die hauptsächlichsten Versuche zur Lösung dieser wissenschaftlich wie praktisch so wichtigen Frage kurz besprochen werden.

1. Verhalten von Graphit und Diamant beim Erhitzen.

Graphit ergibt beim Erhitzen niemals Diamant. Aber auch Diamant, eingebettet in einem feuerfesten Material (Kohle, Thoriumoxyd oder dergl.) und vor Oxydation geschützt, behält bei der Erhitzung bis etwa 2500° seine physikalischen Eigenschaften bei (Härte, spezifisches Gewicht, Lichtbrechung usw.), abgesehen von einer oberflächlichen Schwärzung, die jedoch kein Graphit ist, sondern einfach „Kohle“[2]. Erst im Lichtbogen, also oberhalb 3000°, hat Moissan[3] aus Diamant Graphit dargestellt, was später mehrfach bestätigt wurde. Der direkte Weg der Erhitzung führt also zur Beurteilung der relativen Stabilität der Kohlenstoffmodifikationen nicht zum Ziel.

2. Mittelbare Gleichgewichtsbestimmung durch Gasdruckmessungen.

Kohlendioxyd reagiert in umkehrbarer Weise mit Kohlenstoff unter Bildung von Kohlenmonoxyd:

$$C + CO_2 \rightleftarrows 2\,CO. \qquad (1)$$

[1] Für eine Übersicht dieses Theorems und der damit gewonnenen Ergebnisse vergl. den Vortrag von W. Nernst, Thermodynamische Berechnung chemischer Affinitäten. Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1914. **47**. p. 608—635.

[2] C. Doelter, Sitz.-Ber. Akad. Wien. 1911. **120**. I. p. 6. — Die angebliche Paramorphose von Graphit nach Diamant im Meteoreisen („Cliftonit“) ist fraglich (Doelter, p. 6).

[3] H. Moissan, Compt. rend. Paris 1893. **117**. p. 423.

Andererseits oxydiert sich Eisen in Gegenwart von Kohlendioxyd ebenfalls umkehrbar zu Eisenoxyd und Kohlenmonoxyd:

$$Fe + CO_2 \rightleftarrows FeO + CO. \qquad (2)$$

Werden die beiden Reaktionen gekoppelt, so daß Eisen und Kohlenstoff zusammen in einer kohlendioxydatmosphäre erhitzt werden, so bilden sich aus den drei Komponenten vier Phasen: Eisen, Eisenoxyd, Kohlenstoff und eine aus CO_2 und CO bestehende Gasphase. Bei gegebener Temperatur ist daher der Gasdruck entsprechend der Phasenregel festgelegt.

Nimmt man für den Kohlenstoff nacheinander die drei Modifikationen Graphit, Diamant und amorphe Kohle (z. B. Zuckerkohle), so läßt sich mittels des Massenwirkungsgesetzes leicht beweisen, daß die stabilste Form den kleinsten Dampfdruck des Systems, die instabilste Form den größten Dampfdruck bedingt. Die Messung dieses Dampfdrucks erlaubt somit umgekehrt einen Schluß auf die relative Stabilität der Kohlenstoffmodifikationen. Die rechnerische Ableitung dieser Beziehung soll hier nicht wiederholt werden, sie findet sich z. B. in DOELTER's Handbuch der Mineralchemie 1912. **1.** p. 41 angegeben.

R. SCHENCK und W. HELLER[1] führten die erwähnten Druckmessungen bei verschiedenen Temperaturen aus und fanden die folgenden Werte:

Temperatur	Druck in mm Hg		
	Amorphe Kohle	Diamant	Graphit
500°	59	22	12
550	150	89	37
600	360	300	75
650	750	570	140

Danach wäre die Reihenfolge abnehmender Stabilität im untersuchten Temperaturintervall: Graphit—Diamant—amorphe Kohle.

Die theoretische Ableitung macht jedoch einige Voraussetzungen, gegen welche besonders A. SMITS[2] und V. FALCKE[3] Einspruch erhoben haben. Erstens sind zwei der reagierenden Gebilde instabil und es wird angenommen, daß sie bei der Reaktion nicht in den stabilen Zustand übergehen. Angesichts der Trägheit des Kohlenstoffs dürfte aber diese Annahme wohl zulässig sein, besonders wo so große Unterschiede im Dampfdruck tatsächlich beobachtet wurden. Zweitens — und dieser Einwand wiegt schwerer als der vorhergehende — beruht die Schlußfolgerung auf der Voraussetzung, daß die drei Kohlenstoffarten denselben

[1] R. SCHENCK und W. HELLER, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1905. **38.** p. 2139.

[2] A. SMITS, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1905. **38.** p. 4027.

[3] V. FALCKE, ibid. 1913. **46.** p. 743.

Dampf abgeben, was bei der Neigung des Kohlenstoffs zur Bildung von Isomeren mit Recht in Frage gestellt werden kann.

3. Anwendung des Nernst'schen Wärmetheorems.

Beim Element Kohlenstoff sind die Bedingungen zur Anwendung des Wärmetheorems von Nernst genügend bekannt, und zwar kann aus der Wärmetönung der Umwandlung Diamant ⟶ Graphit bei gewöhnlicher Temperatur (als Differenz der Verbrennungswärmen) und der Abhängigkeit der spezifischen Wärmen dieser beiden Körper von der Temperatur (genau gemessen bis nahe zum absoluten Nullpunkt) berechnet werden, wie groß der Unterschied an freier Energie der beiden Modifikationen ist. Sobald dieser Unterschied gleich Null wird, besteht Gleichgewicht zwischen den beiden Phasen. Wir können auf Einzelheiten dieser Theorie nicht eingehen und wollen nur die Anwendung auf das vorliegende Problem erörtern.

Frühere Berechnungen einer Gleichgewichtstemperatur Diamant ⇄ Graphit von F. Weigert[1] und F. Pollitzer[2] fußten auf den von Berthelot und Petit i. J. 1889 gemessenen Verbrennungswärmen von Diamant und Graphit, nach denen die Verbrennungswärme von 1 Grammatom (12 g) Graphit um 500 kal größer wäre als diejenige des Diamanten. Danach würde bei der Umwandlung von Graphit in Diamant bei gewöhnlicher Temperatur eine Wärmeentwicklung von 500 kal stattfinden. Das Vorzeichen dieser Wärmetonung würde das Bestehen einer Gleichgewichtstemperatur Diamant, Graphit ermöglichen, unterhalb welcher der Diamant die stabile Phase wäre. Weigert berechnete diese Gleichgewichtstemperatur zu 372° C., Pollitzer zu 340°. Nun hat sich jedoch bei einer genauen Nachprüfung durch W. A. Roth und H. Wallasch[3] herausgestellt, daß die Verbrennungswärme des Graphits von Berthelot erheblich zu hoch angegeben worden ist, während diejenige des Diamanten als richtig erscheint (nach einer Korrektur für die bei der Verbrennung benutzten Hilfssubstanz). Die Daten von Roth und Wallasch sind:

Verbrennungswärme von 1 g zu Kohlendioxyd:

Diamant . . . . 7869 kal
Graphit (im Mittel) . . 7854 „

Danach ist die Umwandlungswärme Graphit ⟶ Diamant pro Grammatom = — 180 kal, an Stelle des positiven Berthelot'schen

[1] F. Weigert in Abegg's Handbuch der anorg. Chemie. Leipzig 1909. III, 2. p. 47.

[2] F. Pollitzer, Die Berechnung chemischer Affinitäten nach dem Nernst'schen Wärmetheorem. Stuttgart 1912. p. 136.

[3] W. A. Roth und H. Wallasch, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1913. **46**. p. 896.

Wertes. Beim absoluten Nullpunkt ist dieser Wert nach POLLITZER l. c. noch um 110 kal mehr negativ, also —290 kal. Berechnet man hieraus die Umwandlungsaffinität Graphit in Diamant (d. h. den Unterschied der freien Energien), so zeigt sich, daß diese Affinität beim absoluten Nullpunkt negativ ist und bei zunehmender Temperatur immer mehr negativ wird (Fig. 1).

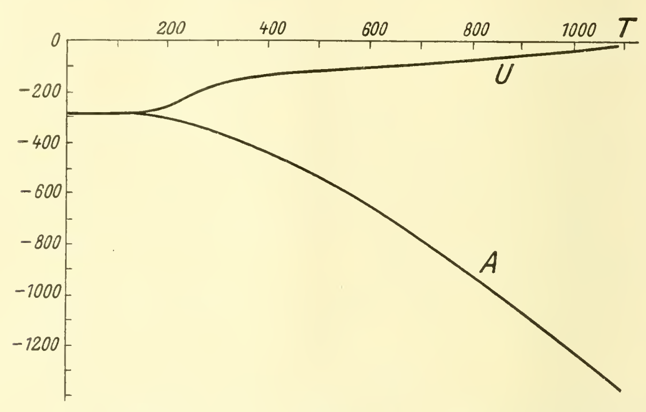


Fig. 1. U Umwandlungswärme Graphit ⟶ Diamant, A Umwandlungsaffinität Graphit ⟶ Diamant als Funktion der absoluten Temperatur (nach POLLITZER mit den kalorimetrischen Werten von ROTH und WALLASCH).

Hieraus folgt, daß **Graphit bei allen Temperaturen unter Atmosphärendruck stabil, Diamant instabil ist** (Fig. 2), was

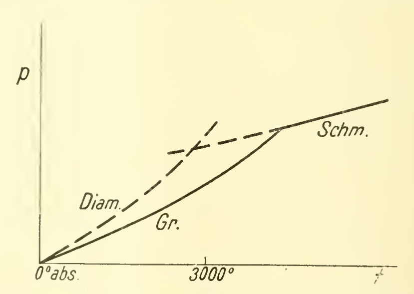


Fig. 2. Stabilitätsschema von Diamant und Graphit.

mit dem Ergebnis von SCHENCK und HELLER und auch mit der direkten Umwandlung von Diamant in Graphit durch MOISSAN im Einklang steht.

Der Einfluß eines hohen Druckes auf die bestimmenden Faktoren des Wärmetheorems ist unbekannt und es kann daher nicht angegeben werden, ob ein Stabilitätsfeld des Diamanten bei hohem Druck möglich ist oder nicht.

Nach Obigem müßte sich also bei gewöhnlicher Temperatur und Atmosphärendruck thermodynamisch gesprochen aller Diamant im Laufe der Zeit in Graphit verwandeln, was jedoch erst bei der Temperatur der Bogenlampe (etwa 3000°) mit merklicher Geschwindigkeit geschieht. Für die Synthese des Diamanten läßt sich aus dem Gleichgewichtsschema keine Andeutung herleiten. Es kann nur auf gut Glück versucht werden, unter welchen Bedingungen der Diamant entsprechend der Ostwald'schen Stufenregel als instabile Phase entsteht. Diese Bedingungen scheinen bei den Synthesen aus abgeschrecktem Eisen (Moissan) und aus Magnesiumsilikatschmelzen (Friedländer, von Hasslinger) erfüllt gewesen zu sein. Die Seltenheit des Diamanten als Naturprodukt im Vergleich zum Graphit ist jetzt ohne weiteres erklärlich; man muß sich vielmehr wundern, daß der Diamant überhaupt und zwar manchmal in recht großen Individuen zu unserer Kenntnis gelangt ist.

Mineralogisches Institut der Universität Halle a. S.

Analyse eines Granats in Asbest vom Binnental.

Von Dr. **Laura Hezner** in Zürich.

Der in Asbest eingebettete Granat ist smaragdgrün und durchsichtig. Die Körner erreichen einen Durchmesser von ca. 1 mm Sie liegen z. T. so lose im Asbestgewebe, daß sie leicht herausfallen, und bilden dann schöne, scharfe Rhombendodekaeder, z. T. sind sie fest mit dem Asbest und untereinander zu formlosen Knollen verwachsen. Die folgende chemische Analyse zeigt, daß der Granat fast reiner Andradit ist, der seine Entstehung möglicherweise dem bei der Asbestisierung von Hornblende freiwerdenden Gehalt an Kalk und Eisen dieses Minerals verdankt.

	Analyse	Mol.-Prop.	Aus der Formel berechnet
SiO_2 . . .	35,40	0,587	35,55
TiO_2 . . .	—	—	—
Al_2O_3 . . .	0,45	0,005	0,24
Fe_2O_3 . . .	31,19	0,195	31,23
FeO	—	—	—
MnO . . .	0,08	0,001	—
CaO	32,91	0,588	32,79
MgO . . .	0,18	0,004	0,19 ($MgO + MnO$)
H_2O (110 —)	0,03	—	—
H_2O (110 +)	0,24	—	—
	100,48		100,00

Formel: 117 $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
1 $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
1 $(MgMn)_3Fe_2Si_3O_{12}$.

Das binäre System Zinnchlorür—Lithiumchlorid.

Von **G. Rack** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Über das Verhalten des Zinnchlorürs beim Kristallisieren aus schmelzflüssigen Gemischen mit Kalium- oder Natriumchlorid habe ich bereits früher berichtet[1]. Ich füge hier die Ergebnisse der thermischen Untersuchung des Systems Zinnchlorür—Lithiumchlorid an.

Beide Komponenten sind im flüssigen Zustande vollkommen mischbar, im kristallisierten Zustande dagegen nicht mischbar. Das Konzentrations-Temperatur-Diagramm des Systems stimmt daher überein mit dem Grenzfall des Erstarrungstypus V nach H. W. B. Roozeboom[2] (Fig. 1). Der eutektische Punkt C liegt bei 215° und einer Konzentration von ca. 15 Mol.-% Lithiumchlorid. Die thermischen Befunde, aus denen die gegenseitige Schmelztemperaturerniedrigung und die Dauer der eutektischen Kristallisationen der Komponenten hervorgehen, sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Tabelle 1. Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Zinnchlorür und Lithiumchlorid.

Gehalt an LiCl Mol.-%	Gehalt an LiCl Gew.-%	Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation	Dauer der eutektischen Kristallisation bei 20 g Versuchssubstanz
0	0	239°	—	—
5	1,16	237	211°	80 sec
10	2,42	223	213	160
15	3,79	—	215	400
20	5,29	240	216	380
30	8,73	327	211	340
40	12,96	375	214	320
60	25,09	491	216	240
80	47,17	564	216	160
95	80,92	601	190	60
100	100	609	—	—

An binären Systemen aus Zinnchlorür mit Chloriden einwertiger und zweiwertiger Metalle sind nunmehr bekannt die Systeme mit LiCl, NaCl, KCl, RbCl, CuCl, TlCl und mit $MgCl_2$, $CaCl_2$, $ZnCl_2$, $CdCl_2$, $PbCl_2$ und $MnCl_2$.

[1] G. Rack, Dies. Centralbl. 1913. p. 373—379.
[2] H. W. B. Roozeboom, Zeitschr. f. phys. Chem. **30**. p. 403. 1899.

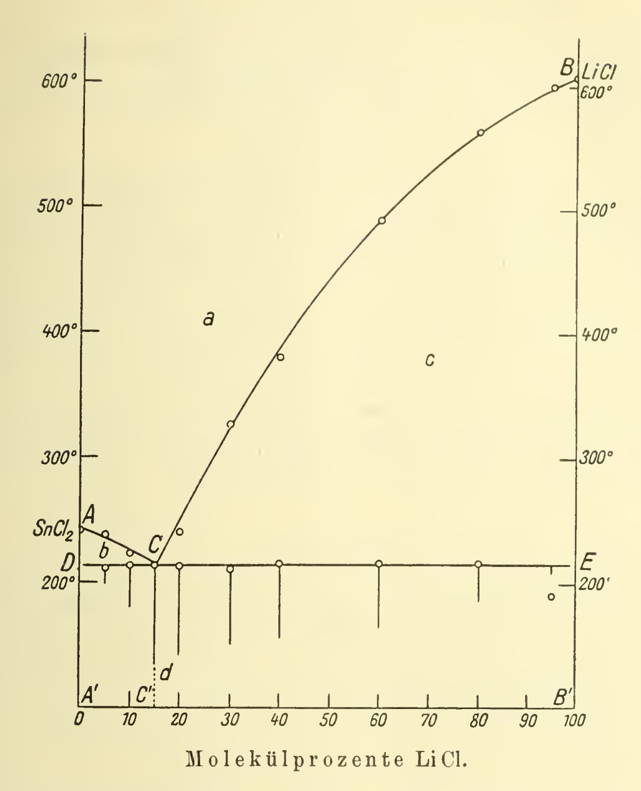


Fig. 1. Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Zinnchlorür und Lithiumchlorid.

a = Existenzgebiet der homogenen flüssigen Mischungen.
b = Gleichgewichtsgebiet von $SnCl_2$ und Schmelzen a (A' bis C').
c = Gleichgewichtsgebiet von LiCl und Schmelzen a (C' bis B').
d = Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus $SnCl_2$ und LiCl.

Wie LiCl sind auch NaCl, CuCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $ZnCl_2$, $CdCl_2$ und $MnCl_2$ im kristallisierten Zustande mit Zinnchlorür nicht mischbar. Verbindungsfähigkeit ist in den Systemen mit den Chloriden der einwertigen Metalle K, Rb und Tl vorhanden.

Nur in dem System $SnCl_2$—$PbCl_2$ tritt eine lückenlose Reihe von Mischkristallen auf, von denen eine Entmischung nicht bekannt ist. Es ist daher zu erwarten, daß Zinnchlorür und Bleichlorid gegenüber den übrigen Komponenten beim Kristallisieren aus dem Schmelzfluß ein ähnliches Verhalten zeigen. In der Tat läßt sich, wie aus Tab. 2 und 3 ersichtlich ist, Zinnchlorür durch Bleichlorid substituieren, ohne daß der Kristallisationstypus wesentlich geändert wird. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Konzentrations-

Temperatur-Diagramme der Systeme $SnCl_2$—$MgCl_2$, $SnCl_2$—$CaCl_2$ und $PbCl_2$—$ZnCl_2$ nur aus einer Sättigungskurve bestehen, der eutektische Punkt also praktisch mit dem Schmelzpunkt der niedriger schmelzenden Komponente zusammenfällt.

Tabelle 2.

	LiCl	NaCl	KCl	RbCl	CuCl	TlCl
$SnCl_2$	n m	n m	$KCl . SnCl_2$ $KCl . 3SnCl_2$	[1] 3 Doppelsalze	[2] n m	[3] $3TlCl . SnCl_2$ $TlCl . SnCl_2$
$PbCl_2$	[4] n m	[4] n m	[4, 5] $2KCl . PbCl_2$ $KCl . 2PbCl_2$	[4] $2RbCl . PbCl_2$ $RbCl . PbCl_2$ $RbCl . 2PbCl_2$	[2] n m	[3] $3TlCl . PbCl_2$ $TlCl . 2PbCl_2$

Tabelle 3.

	$MgCl_2$	$CaCl_2$	$ZnCl_2$	$CdCl_2$	$PbCl_2$	$MnCl_2$
$SnCl_2$ . .	[6] n m Grenzfall	[6] n m Grenzfall	[2] n m	[2, 7] n m	[2, 7] k m	[7] n m
$PbCl_2$ . .	[6] n m	[6, 8] n m	[2] n m Grenzfall	[2, 9] n m	*	[7] n m

n m = im krist. Zustande nicht mischbar

k m = „ „ „ kontinuierlich mischbar.

Berlin, Mineralog.-petrogr. Institut, Januar 1914.

[1] Privatmitteilung des Herrn Fr. Hofmann.

[2] G. Herrmann, Diss. Göttingen 1911. Zeitschr. f. anorg. Chem. **71**. p. 257—302. 1911.

[3] E. Korreng, Diss. Berlin 1913. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVII. p. 112, 115. 1913.

[4] K. Treis, Diss. Berlin 1914. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVII. p. 766—818. 1914.

[5] R. Lorenz und W. Ruckstuhl, Zeitschr. f. anorg. Chem. **51**. p. 72. 1911.

[6] O. Menge, Diss. Göttingen 1911. Zeitschr. f. anorg. Chem. **72**. p. 162—218. 1911.

[7] C. Sandonnini und G. Scarpa, Rend. Acc. Linc. [5.] **20**, 2. p. 61. 1911.

[8] C. Sandonnini, Rend. Acc. Linc. [5.] **20**, 2. p. 496. 1911.

[9] C. Sandonnini, Rend. Acc. Linc. [5]. **21**, 1. p. 208—213. 1912.

Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin.

Von **Emil Gutzwiller**.

Einleitung.

Bekanntlich bestehen bei den Erstarrungsgesteinen und chemischen Sedimenten bezüglich des Mineralbestandes bestimmte Assoziationsgesetze[1], während bei den klastischen Sedimentgesteinen keine auftreten oder man noch keine kennt. Bei den kristallinen Schiefern hingegen finden sich wiederum solche vor; einerseits können dieselben von den Erstarrungsgesteinen übernommen sein, andererseits werden auch solche durch die Metamorphose geschaffen oder es ist wenigstens bei den metamorphen Gesteinen die Tendenz nach einem mineralogisch-chemischen Gleichgewicht vorhanden, welche sich in bestimmten Mineralassoziationen äußert. Dies geht so weit, daß selbst für die verschiedenen Tiefenzonen[2, 3] ein mehr oder weniger typomorpher Mineralbestand hat aufgestellt werden können.

Wie verhält es sich nun bei den Mischgesteinen, speziell den Injektionsgneisen, in bezug auf Assoziation der Mineralsubstanzen? Naturgemäß gehören die meisten und ausgedehntesten Injektionsgebiete der Kata- oder Mesozone an; untergeordnet gibt es aber auch solche in der Epizone. Das eruptive, injizierende Material besitzt stets den nämlichen oder ähnlichen Mineralbestand wie die sauren Erstarrungsgesteine, resp. wie die salischen Spaltungsprodukte ihrer Magmen; mit diesen hat man es ja hauptsächlich bei Injektionserscheinungen zu tun. Das injiziert werdende Material wird seinerseits einen mehr oder weniger typomorphen Mineralbestand aufweisen, je nach der Tiefenzone, welcher es angehörte. Durch den Injektionsprozeß findet sodann — abgesehen von eventuellen Veränderungen durch die Injektion selbst im injizierten Gestein — eine Vermischung von Mineralgesellschaften metamorphen und pyrogenen Ursprungs statt. Injektionsgesteine enthalten daher ein Gemisch von genetisch differenten Mineralassoziationen. Dasselbe kann allerdings schwächer oder stärker ausgeprägt sein. Bei den folgenden zwei Beispielen[4] dürfte letzteres zutreffen.

---

[1] H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. Stuttgart 1910. p. 20.

[2] F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Comptes Rendus IX. Congrès géol. internat. de Vienne. 1903.

[3] U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910.

[4] Dünnschliffe von denselben finden sich auch in der von mir zusammengestellten „Dünnschliff-Sammlung von Injektionsgneisen aus dem Tessin", welche erhältlich ist bei Voigt & Hochgesang in Göttingen.

1. Tonerdesilikatgneise von Bellinzona.

In den beiden Steinbrüchen beim Bahnhof und an der Tessinbrücke von Bellinzona können neben den in meiner Dissertation[1] beschriebenen Gesteinstypen noch hochkristalline Zweiglimmergneise aufgefunden werden, die ziemlich reichlich Granat, Disthen und Sillimanit führen. Teils sind es Adergneise, teils Gneise mit gewöhnlicher Paralleltextur, deren dunkelbrauner Biotit neben dem Muscovit ihnen die charakteristische Farbe verleiht, wodurch sie sich von den andern Gneisen mit schwarzem Biotit zunächst unterscheiden.

Die Granaten erscheinen in rotbraunen, unregelmäßig begrenzten Körnern von $\frac{1}{2}$—1 cm Durchmesser, die Disthene in $\frac{1}{2}$—2 cm langen und 2—5 mm breiten Stengeln von bläulicher Farbe; der Sillimanit tritt in seidenglänzenden, filzartigen Aggregaten auf, welche teilweise den Habitus von Rutschflächen tragen.

U. d. M. ergibt sich als Mineralbestand:

Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Disthen, Sillimanit, Granat; Apatit, Pyrit, Magnetit, Zirkon.

Die Formentwicklung der meisten Gemengteile ist echt kristalloblastisch, die Gesteinsstruktur demnach in der Hauptsache granoblastisch-lepidoblastisch bis nematoblastisch, verbunden mit schwacher bis deutlicher Kristallisationsschieferung. Daneben weisen einzelne Quarz-Feldspatpartien und insbesondere die hellen Adern eine aplitisch-pegmatitische Struktur auf (intensives In- und Durcheinandergreifen sowie myrmekitische und mikropegmatitische Verwachsungen derselben) und geben sich dadurch als Produkte einer salischen Injektion zu erkennen.

In Anbetracht der geologischen Lagerung [Injektionszone der Umgebung von Bellinzona und Locarno, s. Lit. No. 5. p. 13—15], sowie des texturellen und strukturellen Gefüges sind diese Tonerdesilikatgneise Injektionsgneise. Der Mischgesteinscharakter derselben ergibt sich hier vor allem auch dann, wenn man die genetischen Verhältnisse einzelner Gemengteile den strukturellen anderer gegenüberstellt. Disthen ist ein Mineral, welches im allgemeinen sich nur auf metamorphem Wege bildet. Sillimanit kann wohl auf pyrogenem Wege entstehen, dürfte aber hier, wie Disthen, metamorphen Ursprungs sein; denn nirgends wurde er innerhalb dieser Zone in reinen Erstarrungsgesteinen gefunden. Die Substanz dieser beiden Mineralien stammt wohl aus einem tonerdereichen Sediment[2].

---

[1] Emil Gutzwiller, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Eclog. geol. helv. 12. No. 1. 1912.

[2] Ebenso hat U. Grubenmann angenommen, daß der Tonerdereichtum des Sillimanitgneises von Ronco am Lago Maggiore (U. Grubenmann, Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis. Vierteljahrsschrift d. Naturforsch.-Ges. Zürich. Jahrg. 52. 1907) dem ursprünglichen

Daneben zeigen jene Gesteine z. T., insbesondere in den salischen Adern, eine unveränderte aplitisch-pegmatitische Struktur.

Es verdient wohl das Nebeneinandervorkommen von Disthen und Sillimanit in diesen Gneisen noch besonderer Beachtung im Hinblick auf eventuelle genetische Beziehungen derselben zueinander. Soviel mir bekannt, hat M. Kišpatić [1] als erster Schiefer beschrieben, die Disthen und Sillimanit, sowie auch Staurolith, nebeneinander führen, sich aber nicht speziell geäußert über die möglichen Beziehungen von Disthen und Sillimanit zueinander.

Die feinen Nadeln des Sillimanits zeigen scharfe prismatische Umgrenzung; sie durchziehen unter sich mehr oder weniger gleichgerichtet und in Streifen angereichert das Gesteinsgewebe. Sie sind durchweg mit Biotit und Quarz vergesellschaftet, wie dies allerorts in den Sillimanitgneisen beobachtet werden kann.

Die Disthene besitzen sowohl in der prismatischen als auch in der basalen Zone meist sehr gute Begrenzung; teils sind sie einfach, teils polysynthetisch verzwillingt. Auch sie treten vorherrschend mit Biotit zusammen auf und sind diesem gegenüber vielfach idioblastisch. Quarz und Granatkörner, sowie auch Biotitblättchen erscheinen etwa als Einschlüsse im Disthen, letzterer dann und wann auch als Gast in Muscovit, wobei er ebenfalls dem Kaliglimmer gegenüber idioblastisch ist. Von zwölf Dünnschliffen konnte nur in einem einzigen eine Stelle beobachtet werden, daß der Disthen an dem einen Ende der c-Achse ausfasert; dabei erstreckte er sich in einen Plagioklas hinein. Die Fasern besitzen mittleres Relief, löschen gerade aus und sind in bezug auf die Längsrichtung optisch positiv ($c = \mathfrak{c}$), dürften danach Sillimanit sein; in nächster Umgebung war sonst kein Sillimanit vorhanden. Im übrigen konnte an keiner andern Stelle mehr beobachtet werden, daß diese beiden Tonerdesilikate ineinander übergehen sollen.

Nach den Untersuchungen von E. S. Shepherd und G. A. Rankin [2] ist Sillimanit, dessen Schmelzpunkt bei 1816^0 liegt, unter den reinen Tonerdesilikaten die einzige, bei hoher Temperatur stabile Form. Disthen (wie auch Andalusit) wandelt sich bei 1300^0 in Sillimanit um; hingegen ist es auf keine Weise möglich, Sillimanit in Disthen (oder Andalusit) überzuführen. Die Um-

---

sedimentären Anteil dieses Gneises angehört. Nebenbei wird dort noch der Möglichkeit gedacht, daß er pneumatolytisch injiziert sein könnte. Letzteres trifft aber für die Sillimanitgneise aus dieser Gegend schon deswegen nicht zu, weil nirgends in den salischen Gängen dieser Injektionszone Tonerdemineralien gefunden wurden.

[1] M. Kišpatić, Disthen-, Sillimanit- und Staurolith-führende Schiefer aus dem Krndija-Gebirge in Kroatien. Dies. Centralbl. 1912. No. 19. p. 578.

[2] E. S. Shepherd und G. A. Rankin, Die binären Systeme von Tonerde mit Kieselsäure, Kalk und Magnesia. Zeitschr. f. anorg. Chem. 68. p. 379.

wandlung Disthen→Sillimanit verläuft so langsam, daß die Wärmetönung nicht festgestellt werden konnte; die Langsamkeit dieser Umwandlung erklärt das Nebeneinandervorkommen der beiden Komponenten in demselben Gestein, die lange Erhaltung eines metastabilen Zustandes.

2. Epidot- und Zoisit-führende Biotitgneise von Riveo-Visletto und Cevio (Maggiatal).

In den Steinbrüchen zwischen Riveo und Visletto, sowie bei Cevio im Maggiatal werden mittel- bis kleinkörnige Biotitgneise gebrochen, welche annähernd E—W streichen und mit 30° nach Süden einfallen. Sie besitzen eine feine Lagertextur, sind infolge davon in dünne große Platten spaltbar und finden daher auch mannigfache bautechnische Verwendung[1]. Hin und wieder werden diese dunklen Gneise von Pegmatit- und Quarzgängen durchsetzt.

U. d. M. ergibt sich als Mineralbestand dieser Gneise:

Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, z. T. auch Hornblende; Epidot—Orthit—Klinozoisit; Titanit, Apatit, Zirkon, vereinzelt Pyrit, Calcit und Chlorit.

Die Struktur dieser Gneise ist vorherrschend granoblastisch-lepidoblastisch mit deutlicher Kristallisationsschieferung; untergeordnet zeigen Quarz-Feldspatpartien auch pegmatitische Struktur (intensive Verzahnung, Myrmekite und Mikropegmatite) und geben sich dadurch wiederum als die Produkte einer salischen Injektion zu erkennen. Diese Gneise sind also auch Injektionsgneise; ihre Biotite sind z. T. pneumatomorph.

Bemerkenswert ist für diese Gneise die ziemlich reichliche Führung von Epidot und Klinozoisit. Diese beiden Mineralien erscheinen in xenoblastischen Körnern und Stengeln, die vielfach zonaren Bau aufweisen, indem sie meistens am Rande aus Epidotsubstanz, im Zentrum aus Klinozoisit bestehen; auch zeigen sie ganz unregelmäßige Verwachsungen ineinander, was aus der fleckigen Verteilung ihrer hohen und niedern Interferenzfarben zu ersehen ist; hin und wieder besitzen sie auch einen braunen, orthitischen Kern. Reine Epidote und reine Klinozoisite sind weit seltener als deren Mischkristalle. Sie kommen sowohl mit Biotit als auch mit den Feldspäten zusammen vor und treten auch als Einschlüsse in Quarz auf; ferner erscheinen Biotitblättchen, Zirkone und Titanite als Gäste in Klinozoisit und Epidot; letztere Mineralien sind also mit jedem Gemengteil vergesellschaftet.

Sämtliche Komponenten dieser Gneise sind total frisch; somit können Epidot und Zoisit nicht als sekuläre Verwitterungsprodukte

[1] Sie kommen durch die Firma S. A. Cave Pietre di Vallemaggia, St. Antonio-Locarno, als „Bevola oscura“ und „Granito oscuro“ in den Handel.

gedeutet werden, sondern gehören wohl zum ursprünglichen Mineralbestand dieser Gneise. Da dieselben Injektionsgneise sind, wäre auch denkbar, daß die Epidotmineralien die Produkte einer wässerigen Injektion seien, ähnlich wie dies z. B. V. M. Goldschmidt [1] für einen Teil der Epidote aus den Kontaktzonen des Kristianiagebietes beschrieben hat. Dieser Annahme würde hier die Tatsache widersprechen, daß in den aplitisch-pegmatitischen Gängen selbst oder am Kontakte derselben mit dem Nebengestein Zoisite und Epidote durchaus fehlen; ebenfalls fehlen sie den Tessiner Orthogneisen von Claro, Osogna, Biasca, Bodio, Giornico, Lavorgo, Brione (Verzasca) und Gerra. Hingegen sind diese Mineralien schon relativ häufig in den Biotitgneisen vom Steinbruch bei der Tessinbrücke bei Bellinzona [2], im Fleckengneis aus dem Verzascatunnel [2], vor allem aber auch in dem Kalksilikatfels von Contra [3] bei Locarno. Zoisit und Epidot, wie z. T. auch Orthit, finden sich ferner in Injektionsgneisen südlich des Eisenbahntunnels nördlich Avegno im Maggiatal, sowie in solchen von Ponte di Tenero bei Gordola; somit erweisen sich diese Mineralien als ziemlich verbreitet innerhalb dieser Mischgesteinszone.

In den Biotitgneisen von Riveo-Visletto und Cevio kommen Epidot und Zoisit noch häufiger vor als in den soeben erwähnten Gesteinen und sind hier wie dort (neben den andern kristalloblastisch entwickelten Komponenten) als Relikte des Paraschiefermaterials [4] (d. h. ursprünglich im Paraschiefer schon gebildet gewesene Gemengteile) aufzufassen, welches in diesen gemischten Gneisen neben dem aplitisch-pegmatitisch struierten, eruptiven Material vorhanden ist.

Schlußbetrachtungen.

Die beiden beschriebenen Gneistypen zeigen, wie bei Injektionsgesteinen, ein Gemisch von metamorphen und pyrogenen Komponenten vorhanden sein kann, wodurch der Charakter des Mischgesteins aufs deutlichste zum Ausdruck kommt.

Bekanntlich gehören Epidot und Zoisit mehr oder weniger der Epizone, Disthen der Meso- und Sillimanit der Katazone von U. Grubenmann an; ferner kommt innerhalb dieses Gneisareals des Tessins neben Biotit, Muscovit und Hornblende auch Augit vor (Hornblende- und Augit-führender Aplit, Lit. No. 5. p 50; Augit-

---

[1] V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911. p. 410—416.

[2] Siehe Lit. No. 5. p. 31 und 39.

[3] Emil Gutzwiller, Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. Dies. Centralbl. 1912. p. 360.

[4] Ebenso möchte ich hier den stets mit Epidot und Zoisit verwachsenen Orthit als zu dem Paraschiefermaterial gehörig betrachten.

und Hornblendegneis, meine Dünnschliff-Sammlung No. 11; Kalksilikatfels von Castione, Lit. No. 12. p. 355, und Marmor von Castione), welcher eigentlich auch nur in der tiefsten Zone heimisch ist. In geologischer wie auch in petrographischer Hinsicht gehört der Tessin im allgemeinen der Meso- bis Katazone an. Das Vorkommen obiger, für verschiedene Tiefenzonen typomorphen Mineralien in ein und demselben Gneiskomplex bietet ein schönes Beispiel dafür, daß die Zonenlehre in Injektionsgebieten noch großen Schwierigkeiten begegnet.

Therwil bei Basel, Januar 1914.

Glazialgeologische Exkursionen des XII. Internationalen Geologenkongresses zu Toronto 1913.

Von **Wilhelm Wolff.**

Mit 2 Textfiguren.

1. Vorexkursion in das spätglaziale Meeresgebiet am St. Lorenz.

Unter den vom Kongreß veranstalteten Exkursionen waren von besonderem Wert für den Glazialgeologen die Vorexkursion A 10 in das Gebiet von Montreal und Ottawa, ferner während der Tagung in Toronto die Ausflüge B 1 zum Niagara, B 2 zum Dontal und den Scarborongh Heights, B 5 zu den Moränen im Norden von Toronto und B 9 zur Algonquin-Strandlinie bei Orillia am Simcoesee. Nach dem Kongreß kamen die große Transkontinentalreise C 2 von Toronto bis Vancouver, sowie die daran angeschlossene Reise C 8 nach der Yakutatbucht am Eliasgebirge und nach dem Yukongebiet (Klondike) in Betracht.

Die Exkursion A 10 begann am 4. August in Montreal und brachte die spätglaziale Meeresüberflutung des St. Lorenztales zur Anschauung. Die Stadt liegt am Ende der Seeschiffahrtsstrecke des St. Lorenz; gleich oberhalb befinden sich die Lachine-Stromschnellen. Am Nordufer des Stromes erhebt sich der 770 Fuß (234 m) hohe Montroyal, ein Essexitstock im ordovizischen Trentonkalk; er bildete im spätglazialen Meer eine kleine Insel. Die Nordküste dieses Meeres, des ertränkten St. Lorenztales, lag etwa 45 km von Montreal und folgte im großen und ganzen der Grenze zwischen Präcambrium und Ordovizium, die im nordöstlichen Fortstreichen sich dem Strome bei Quebec nähert. Die Südgrenze lag in etwa 56 km Entfernung am Covey Hill, einem Vorposten der Adirondackberge, so daß die Meeresbucht hier rund 100 km breit war. Stromauf reichte sie vorübergehend bis in den Ontariosee, von dem verschiedene Autoren ein kurzes marines Stadium (unmittelbar nach dem Ab-

laufen seines eisgesperrten Vorgängers, des Lake Iroquois) annehmen, obwohl in seinen derzeitigen Sedimenten noch keine Meeresfossilien gefunden sind (vergl. TAYLOR, The glacial and postglacial lakes of the great lakes region. p. 325). Dabei ist zu beachten, daß die betreffende spätglaziale Strandlinie — Oswego beach — sich gegen den Ontario senkt und schließlich unter seinem jetzigen Spiegel verschwindet. Sie entspricht also einem niedrigeren Wasserstande des Sees als heute. Im Osten des Covey Hill und Südosten von Montreal existierte eine bedeutende südliche Abzweigung des St. Lorenzmeeres in das breite Tal des heutigen Champlainsees hinein, und man nimmt an, daß auch das von dort nach New York führende Hudsontal ein Sund gewesen ist. Die ländergroße Halbinsel zwischen dem St. Lorenz, dem Hudson und dem Meere war also damals eine Insel. Wer heutzutage mit der Bahn das anmutige Hudsontal durchfährt, erblickt hie und da in seitlichen Ausweitungen mächtige, von Ziegeleien angeschnittene Lager von völlig ebengeschichtetem, grauen Ton, die sich in jenem von Gletscherschlamm getrübten Sunde niedergeschlagen haben.

Der breite Gipfel des Montroyal, den die Exkursionsgesellschaft unter der liebenswürdigen Führung des Professors GOLDTHWAIT vom Dartmouth College in Hanover, New Haven, U. S. A., bestieg, ist mit offenen Parkanlagen bedeckt, in denen man die sanften Bodenschwellen der höchsten Strandwälle des spätglazialen Meeres deutlich verfolgen kann. Es sind Kiesbarren, die sich an die höchsten Teile des Berges anlehnen und insonderheit einige kleine, flache Buchten abgeschlossen haben. Ihre geringe Mächtigkeit wird mit der Kürze ihrer Entstehungszeit in dem rasch schwindenden Meere erklärt. An der Südseite hatten wir Gelegenheit, in einem kleinen Graben in etwa 520 Fuß Höhe aus dem nur etwa 1 m mächtigen lehmigen Geröll Schalen von *Saxicava arctica* sowie Fragmente von *Tellina*-Schalen aufzulesen. Die höchsten Strandspuren finden sich, wie schon gesagt, in 568 Fuß (173,1 m) Meereshöhe. Noch höher glaubte G. DE GEER[1], nämlich bei 625 Fuß (190,5 m), nahe dem Kirchhof eine Strandmarke zu erkennen. Wir haben uns aber unter GOLDTHWAIT's Führung überzeugen lassen, daß es sich an dieser Stelle um eine dünne Schicht steinigen Moränenschutts handelt. In der Nähe befindet sich in derselben Höhenlage ein kleiner Essexitsteinbruch, in welchem man auf dem frischen Gestein das zersetzte und auf diesem die Verwitterungserde sieht, ohne daß eine Saigerung oder Abwaschung erfolgt wäre, wie man sie von einstigem Strandgebiet erwarten sollte. So hoch hat also die See nicht gereicht.

---

[1] G. DE GEER, On Pleistocene Changes of level in Eastern North America. Proceedings of the Society of Natural History. Boston. 25. 1892. p. 454—477.

Am Nachmittag des 4. August wurde dann ein Steinbruch im Trentonkalk in der Nähe der Rue Papineau nordöstlich des Bahnhofs Mile End in Montreal besucht, der wiederum das marine Spätglazial darbot. Über dem glattgeschliffenen Trentonkalk liegt dort zunächst eine ca. 2 m mächtige Lokalmoräne mit großen losgebrochenen und verschobenen Kalkblöcken. Diese geht oben in ca. 1 m gelb verwitterten Geschiebelehm über, und auf dem Geschiebelehm hat sich stellenweise eine ca. 0,5 m starke Schicht von grobem, sandigem Strandgeröll erhalten, in welchem man *Saxicava rugosa*-Schalen findet. Hie und da sieht man zwischen Geschiebelehm und Strandgeröll einige Zentimeter Ton, der marinen Ursprungs zu sein scheint. Diese Stelle befindet sich nach den Höhenkurven des dem Guide Book No. 3 beigegebenen Stadtplanes etwa 230—240 Fuß (70—73 m) über dem Meer, gehört also einer späteren Phase an als die Strandspuren auf dem benachbarten Berge. Die schon bei der Enteisung und beim ersten Einfluten des Meeres in Gang befindliche Landhebung war beträchtlich vorgeschritten.

Von Montreal ging die Fahrt nach dem etwa 50 km südwestlich gelegenen Hemmingford. Die Gegend bis dorthin ist sehr eben und zeigt nur ganz flache Moränenschwellen, da sie spätglazialer Meeresgrund gewesen ist. Die Mächtigkeit des Quartärs über dem paläozoischem Grundgebirge ist meist ziemlich gering; ja, im tiefsten Teile des Tales hinter Montreal liegt auf dem ordovizischen *Utica*-Schiefer so wenig Boden, daß die Fruchtbarkeit des Landes Schaden nimmt. Telegraphenpfähle standen schief, weil man sie nicht genügend eingraben konnte, ein merkwürdiger Anblick in einer scheinbar jugendlichen Flußebene. Weiterhin zeigten sich hie und da marine Tonlager sowie sandige Böden mit vielen Findlingen. Das Land ist meist Weide mit kleinen Gehölzen.

Von Hemmingford aus besuchten wir am 5. August eine südwestlich des Dorfes gelegene Kiesgrube in ca. 260 Fuß (72,2 m) Meereshöhe. Der grobe Kies mochte 2—3 m mächtig sein. Oben war er gelb verwittert, unten frisch und blaugrau. In diesem frischen Teil lagen viele Schalen von *Saxicava rugosa*, nicht selten mit beiden Klappen beieinander. Spärlich fand man dazwischen *Tellina groenlandica*. Weiter ging es nun nach dem ungefähr 340 m hohen, sanft und breit gewölbten Covey Hill. Je höher man steigt, um so steiniger wird die Quartärdecke. Unterwegs war bei einem frisch gesetzten Telegraphenpfahl noch einmal *Tellina*-Sand ausgeworfen. An der breiten Böschung des aus Potsdam-Sandstein aufgebauten Hügels scharen sich die Strandwälle, flache, geröllreiche Bodenschwellen. Die höchsten, hier sämtlich fossilleer, reichen bis 524 Fuß (159,7 m), im Vergleich mit derjenigen von Montreal deutliche Beweise für die Abnahme

der Hebung nach Süden. Weiter bergauf wandernd sahen wir wohlerhaltene Gletscherschrammen auf dem Sandstein.

Sehr merkwürdig ist die plateauförmige Oberfläche des Covey Hill. Wandert man über sie durch den Tannen- und Birkenwald südwärts zur Grenze der Vereinigten Staaten, die dort hindurchläuft, so gelangt man an eine etwa 1,5—2 km weite, flache Talflur, die teilweise mit Moor erfüllt ist, nach Osten aber, wo sie sich verengt, abgewaschenen Felsboden zeigt, in dessen Vertiefungen grober Sand liegt. Wenn man nun dieser Talflur folgt, so steht man plötzlich vor einem senkrechten Abgrund, in dem ein tiefer, schmaler See schlummert. Die Schlucht, in welche dieser See gebettet ist, zieht sich ziemlich gerade nach Osten weiter und beherbergt dort einen zweiten See von gleicher Form.

Man befindet sich hier sozusagen vor einem alten Niagara, 460 km nordöstlich von dem gegenwärtigen. Als zur Spätglazialzeit das Eis die Nordseite des Covey Hill fest umspannte, mußten die von Westen, also aus Teilen des großen Seengebietes, kommenden Wasser, sofern sie keine Ausgänge zum Süden fanden, hier entlang strömen, um sich in die Champlainniederung und zum Hudsontal zu ergießen. Damals existierte noch der glaziale Champlainsee, dem erst später, als das Eis die Hügel von Vermont verließ, das Meer folgte. Das flache Tal auf dem Covey Hill ist eine Strecke des Zuflußweges, die Schlucht ist das Erosionswerk des alten, spätglazialen Stromes, der einen gewaltigen Wasserfall bildete, von dem die beiden Seen als Fallkessel hinterblieben sind. Der untere See ist 90 Fuß tief und liegt 870 Fuß (265,1 m) über dem Meere, der obere liegt etwa 940 Fuß über dem Meere und sein Grund wurde mit 120 Fuß Tiefe noch nicht erreicht. Die Schwelle des vormaligen Wasserfalles mag bei ca. 1000 Fuß gelegen haben. Zum Vergleich und um die Höhe des glazialen Wasserstaus zu zeigen, sei gesagt, daß der Niagarafluß am Ende des Eriesees 572 Fuß (174,3 m) über dem Meere liegt, daß die Niagarafälle 158—165 Fuß Höhe besitzen und daß der Ontariosee nur 246 Fuß (75 m) hoch liegt.

Vom Covey Hill ging die Exkursion am 6. August nach Ottawa, wo die kanadischen Geologen Keele und Johnston die Führung übernahmen. Die Fahrt von Montreal durch das Ottawatal gewährte schöne Ausblicke über die Terrassen dieses alten, auf einen noch weit größeren als den gegenwärtigen Ottawastrom zugeschnittenen Tales, das in der frühen Postglazialzeit die gesamten Wässer der drei oberen Seen zum St. Lorenz geführt hat. Diese Gewässer gelangten damals durch den French river und den Nipissingsee von der Georgian Bay aus zum Ottawafluß. Durch zunehmende Hebung der Nordseite des Seengebietes ward aber dieser Ausfluß nach einiger Zeit trockengelegt, und der St. Clair-

fluß sowie der Niagara übernahmen die Entwässerung auf südlichem Umweg.

Vor dem Nipissingstadium entsandte das spätglaziale Lorenzmeer einen Golf hoch in das Tal hinauf. Nach Keele und Johnston erreichte der Spiegel desselben bei Ottawa mindestens 475 Fuß (144,7 m) Höhe, wahrscheinlich mehr. Das Tal folgt im übrigen ungefähr der Grenze zwischen dem Archaicum und dem Cambro-Silur. Von Norden mündet aus dem archäischen Formationsgebiete der Gatineaufluß bei der Stadt in den Ottawa. Oberhalb dieser Mündung, bei der Vorstadt Hull, wurde uns nun ein Gebilde gezeigt, wie man es so merkwürdig wohl an keinem anderen Ort im Quartär zu sehen bekommt. Dort befindet sich ein kleiner Steinbruch im Trentonkalk. Auf den horizontalen Kalkbänken liegt ein Haufwerk mächtiger, an den Ecken gerundeter Blöcke desselben Gesteins, etwa 2—3 m hoch. Die Fugen sind mit Kleingeröll und Sand erfüllt, auch findet man vereinzelte archäische Gesteine sowie *Saxicava*-Schalfragmente dazwischen. Wer es sieht, hält es zunächst für eine „Lokalmoräne". Geht man aber auf der flachwelligen Oberfläche dieser seltsamen Ablagerung nordwärts weiter, so mehren sich alsbald die archäischen Gerölle, während die Kalkblöcke an Zahl abnehmen. Ungefähr 1 km weiter findet man eine Kiesgrube, wo unter einem Gemenge von (vorwiegend) laurentischen und (wenigen) Kalkgeschieben nebst Geröll und Kies ein zäher blauer Ton, *Yoldia*-Ton, ansteht, der seinerseits auf Geschiebelehm und geschliffenem Kalkstein lagert. Hier erkennt man also, daß jene „Lokalmoräne", hier in eine Anhäufung von ortsfremdem Geröll übergegangen, jünger noch ist als der spätglaziale Meereston und erheblich jünger als das Glazial jener Gegend, selbst also schwerlich Moräne sein kann. Gegen ihre Moränennatur spricht auch die fast rein kalkige Beschaffenheit im Bereich des hier durch Kalkgebirge strömenden Ottawa und ihre gradweise Anreicherung mit laurentischen Gesteinen bei der Annäherung an die Gatineaumündung. Immerhin ist es schwer, sich vorzustellen, daß Flußwasser die mächtigen Kalkblöcke aus dem Gesteinsverband hat lösen und abrunden können. Indessen befinden sich noch gegenwärtig bei der Stadt Ottawa Wasserfälle, die damals etwas weiter unterhalb gelegen und an der Schaffung dieser merkwürdigen Bildung mitgewirkt haben mögen.

Hie und da finden sich in dieser Gegend verborgene Partien einer sehr harten und meist kleine Geschiebe enthaltenden Grundmoräne, die als ältere gilt, im Vergleich zu einer weniger festen, an größeren Geschieben reicheren, jüngeren. Es zeigt sich also hier derselbe Unterschied der Struktur, den wir auch in Norddeutschland häufig zwischen unterem und oberem Geschiebemergel beobachten können. Zwischen beiden Geschiebemergeln kommen Sand- und Kiesschichten vor, doch hat man bei Ottawa

niemals fossilführendes Interglazial als trennendes Mittel beobachtet. In einer Sandgrube nahe dem Rideaufluß im Westen der Stadt sahen wir mächtige Sand- und Kiesschichten dieser Art aufgeschlossen. Darüber lag ein dünner, am Abhang sich auskeilender oberer Geschiebelehm mit einzelnen großen Blöcken. Beweise für einen wesentlichen Altersunterschied zwischen dieser Deckschicht und dem Sand waren indessen nicht zu gewinnen.

Durch die Stadt Ottawa läuft der ziemlich hohe, felsige Südrand des Flußtales. Unterhalb dieses Randes und in geringem Abstand von ihm sahen wir die Baugrube für die Fundamente eines neuen Wolkenkratzers. Sie befand sich genau auf der Grenze eines alten, vollkommen mit Geschiebemergel ausgefüllten präglazialen Tales. Ungefähr die Hälfte des Baugrundes war festes Kalkgestein, das regelrecht fortgesprengt werden mußte. Die andere Hälfte dagegen war Geschiebemergel, dessen Basis mit 30 m Tiefe noch nicht erreicht war (so tief gingen die Schächte für Betonpfeiler). Der Kalkstein grenzte mit senkrechter, glattgeschliffener und z. T. wie mit dem Kehlhobel bearbeiteter Fläche an die feste Grundmoräne.

2. Exkursionen in die Umgebung von Toronto während des Kongresses (Interglazial des Dontales und der Scarboro Heights, Endmoränen nördlich von Toronto, Niagara).

Von Ottawa reiste die Exkursionsgesellschaft in der Nacht zum 7. August nach Toronto, wo bis zum 14. der Kongreß tagte. Während dieser Zeit wurden mehrere kleinere Ausflüge zu glazialgeologisch interessanten Punkten der Umgegend veranstaltet. Vielleicht der wichtigste war unter Professor Coleman's Führung (Universität Toronto) der Besuch der Don valley-Ziegelei in unmittelbarer Nähe der Stadt. Es kommt dort ein kleiner Fluß, der Don, durch eine Talschlucht, die er seit dem hohen Lake Iroquois-Stadium zum jetzigen Ontariospiegel hinab erodiert hat. An diesem Tal befinden sich eine Reihe von Aufschlüssen in tief gelegenem Diluvium, das sonst schwer zugänglich ist. In der Ziegeleigrube hat man ein prachtvolles Profil bis ins Grundgebirge. Dieses besteht aus milden ordovizischen Schiefern, die sehr eben liegen und in der Ziegelei mitverarbeitet werden. Auf der geglätteten Oberfläche des Schiefers ruht dann eine nur etwa 1 m mächtige, jedoch vollkommen typische Grundmoräne aus zähem blauen Mergel mit geschrammten Geschieben von Trentonkalk, *Utica*-Schiefer, Granit, Gneis, Grünsteinen und archäischen Schiefern; sie muß aus östlicher Richtung gekommen sein. Darüber sieht man die interglazialen „Don-Schichten“, bestehend aus grobem, braunem, horizontal geschichtetem Sand mit einigen Tonlagen. Die Fauna besteht aus 37 Spezies

22*

Süßwasserconchylien, sämtlich noch existierende Arten, die aber jetzt teilweise etwas weiter im Süden heimisch sind und ein sehr gemäßigtes Klima bezeugen. Dazu kommen Knochen von einem großen Bären, sowie Knochen und Hörner eines Bison, eines dem virginischen ähnlichen Hirsches und eines Verwandten vom Karibu. Von Pflanzen fanden sich 47 Spezies, die gleichfalls ein etwas wärmeres Klima als das gegenwärtige, nämlich ein Klima wie in Ohio und Pennsylvanien, vermuten lassen.

Über diesen Don-Schichten liegen 2—7 m feinschichtiger[1], fossilleerer aber kalkfreier Ton, der als Basis der noch zu erwähnenden Scarboro-Schichten gilt. Seine erodierte Oberfläche überzieht eine dünne Lage Geschiebemergel, dem wiederum etwa 24 m Bändertonmergel auflagern, welcher vereinzelte Geschiebe führt. An der Oberfläche endlich erblickt man einige Fuß braunen Sandes mit vielen Geschieben. Der Iroquoissee hat dereinst dort den jüngsten Deckgeschiebemergel ausgewaschen. Im ganzen sehen wir also in diesem Profil einen liegenden Geschiebemergel, eine Interglazialablagerung aus süßem Wasser, zwei hangende Geschiebemergel nebst Bändertonen und einen spätglazialen Terrassensand. Da die beiden Geschiebemergel und die Bändertonschichten ein einheitliches Glazial zu bilden scheinen, wären hier zwei Glaziale und ein Interglazial vertreten.

Für die Ausdehnung der Don-Schichten ist eine Bohrung zu Thornhill, 14 Meilen (= 24,5 km) nördlich vom Ontariosee, bezeichnend.

Die Scarboro-Schichten sind am besten sichtbar an den Scarboro Heights, die sich etwa 10 km östlich des Dontales bis 115 m Höhe aus dem See erheben. Die steile Küste weicht hier unter der Brandung um jährlich 1,62 Fuß = 0,50 m zurück. Die Küstenströmung treibt den ausgewaschenen Sand und Kies nach Südwesten und hat daraus von einer Küstenecke aus die 10,5 km lange Nehrung aufgebaut, die den Hafen von Toronto beschirmt. In ähnlicher Weise arbeitete schon der Küstenstrom des spätglazialen Lake Iroquois, auf dessen den Ontario bis 61 m überragender Terrasse man vor zwei Buchten der höheren Moränenlandschaft ebenfalls Kiesbarren sieht, die jetzt durch Sandgruben ausgenutzt werden.

Am Nachmittag des 12. August fuhren wir unter Professor Coleman's Führung mit drei Motorbooten die Küste zu den Scarboro Heights entlang. Trotz schönsten Wetters war aber die Dünung des Ontario so stark, daß die Seekrankheit ausbrach und eine Landung der Motorboote am Fuß des Steilufers unmöglich war. Nur einigen Teilnehmern gelang es, mit den Beibooten durch

[1] Nach Coleman 672 Lamellen, vielleicht ebensovielen Ablagerungsjahren entsprechend.

die Brandung zu rudern. Hier sahen wir nun am Fuße des malerischen Lehmpfeilers „Dutch church“ die Scarboro-Schichten aufgeschlossen. Die conchylreichen Don-Schichten sind an dieser Stelle leider nicht sichtbar, weil sie, ebenso wie der liegende Geschiebemergel, erst unter dem Seespiegel anstehen. (Das paläozoische Gebirge liegt etwa 40 Fuß unter letzterem.) Die den oberen Teil des Interglazials bildenden Scarboro-Schichten dagegen erreichen eine Mächtigkeit von 92 Fuß für den geschichteten Ton und noch 59 Fuß für einen darauf lagernden Sand (zusammen 151 Fuß = 46 m). In die Scarboro-Schichten ist wiederum ein ca. 1 km weites Tal eingeschnitten und mit Glazialschichten erfüllt, so daß nunmehr im oberen Teil des Kliffs und der dahinterliegenden alten Iroquoisküste noch vier (wohl zusammengehörige), durch Sandmittel abgeteilte Geschiebemergel folgen, im ganzen 203 Fuß = 62 m Glazialablagerungen. Aus den Scarboro-Schichten sind zahlreiche Reste von Moosen, Blättern und Rinde und vor allen Dingen nicht weniger als 72 Insektenarten bekannt geworden. Eine von Scudder aufgestellte Liste der letzteren gibt Coleman im Guide Book No. 6, p. 23; bis auf zwei sind alle diese Arten ausgestorben. Die Pflanzenreste bezeugen ein ziemlich kühles Klima, etwa dem gleich, das heutzutage im nördlichen Teil der Provinz Ontario herrscht.

Coleman entwirft von der Ablagerungsgeschichte der gesamten „Torontoformation“, welche Don- und Scarboro-Schichten umfaßt, folgendes Bild: Nach der Auflösung der ältesten Vergletscherung ergoß sich aus der Gegend der Georgian Bay des Huronsees ein großer waldumschlossener Strom, der vielleicht die oberen Seen entwässerte, in einen Vorläufer des Ontario, der etwas tiefer stand als der jetzige See. Das Klima war warm. Dann stieg, vielleicht infolge Hebung des Abflußgebietes, der See etwa 60 Fuß über den Ontario, und der Fluß begann sein Tal mit den „Don-Schichten“ aufzufüllen. Endlich, während das Klima rauh wurde, stieg der See auf 150 Fuß über den späteren Ontario, und in einem mehr als 250 qkm großen Delta lagerten sich die Scarboro-Schichten ab. Dann aber sank das Wasser auf 16 Fuß unter Ontariospiegel, Flüsse schnitten sich in die Deltaebene ein und sehr bald rückte das zweite Landeis darüber hinweg.

Außer dem Besuch dieser klassischen Interglazialaufschlüsse wurde den Kongreßteilnehmern dann noch das jüngere Glazial (Wisconsin) der Umgegend von Toronto gezeigt. Eine von Frank Taylor geführte Exkursion besuchte am 9. August die Oak ridge-Moräne im Norden von Toronto. Diese Exkursion bot Gelegenheit, die sehr fein entwickelte Methode der Ausdeutung der glazialen Bodenformen durch die amerikanischen Geologen kennen zu lernen. Die Oak ridge-Moräne gilt ihnen als nördliche Endmoräne eines spätglazialen, westwärts strömenden Ontario-

Lobus; ihr gegenüber erhebt sich die südliche Endmoräne des Simcoe-Lobus, der im allgemeinen nach Südwesten gleitend, in dieser Gegend dem Ontario-Lobus eng entgegenstand.

Beide Endmoränen bestehen vorwiegend aus fetten, nicht einmal auffallend steinreichen Geschiebemergeln; die Ontario-Moräne führt vorwiegend Kalkgeschiebe, die Simcoe-Moräne weit mehr kristalline Gesteine. Sie haben wellige, kurzhügelige Formen. Zahlreich wie in Deutschland (wo man diese Landschaft „Grundmoränenlandschaft“ nennen würde) sind die Sölle, die Taylor als Einsenkungen über weggeschmolzenen Eisresten erklärt. Auch ein kleiner See, der Bondsee, innerhalb der Ontario-Moräne, wurde in dieser Weise gedeutet; andererseits sahen wir auch Seen von gestreckter Form (Willcockssee), die im verlassenen Bett eines Entwässerungsstromes liegen. Stellenweise ist übrigens die Niederung zwischen beiden Moränen Lehmboden ohne Vorsanddecke.

Den Niagara habe ich, da die von Taylor dorthin geführte offizielle Exkursion auf einen ungünstigen Tag fiel, unter Spencer's freundlicher Führung am 10. August besucht. Der Fluß führte zu jener Zeit Hochwasser und zeigte die Fälle in voller Pracht. Der Wasserverlust durch den Bedarf der Elektrizitätswerke auf beiden Ufern trat wenig in die Erscheinung; er beträgt bei Niedrigwasser bis zu 40 %, bei Hochwasser immer noch 10—20 % der Gesamtmenge. Bekannt ist die Erosionsarbeit des Niagarastromes von seinen spätglazialen Anfängen am Niagara-Escarpment über der Ontariostrandebene bis zur Stelle der jetzigen Fälle: 11 000 m in 20 000—40 000 Jahren. Wir haben darin ein Maß für die seit einem gewissen Stadium der jüngsten Vergletscherung vergangene Zeit. Weniger bekannt ist aber die von Spencer, Taylor und anderen erkannte Tatsache, daß der Strom in dieser Zeit nicht weniger als viermal seine Wassermenge vollkommen geändert hat; zweimal, nämlich während des Kirkfield-Stadiums des Algonkinsees und während des Nipissing-Stadiums der großen Seen führte er nur 15 Prozent seiner gegenwärtigen Menge. Diese beiden Epochen markieren sich deutlich in der auffallenden Enge der jeweils entstandenen Abschnitte der Stromklamm, von denen der erste sich im unteren Teil des Verlaufes, der zweite zwischen dem „Whirlpool“ und den beiden Eisenbahnbrücken befindet. Der wiederholte Wechsel der Wasserführung hängt damit zusammen, daß im Verlauf der Enteisung des Landes und der spät- und postglazialen, nach Norden gerichteten Hebung des großen Seengebietes die heutigen Wassermengen teils noch nicht gebildet waren, teils auch auf andern Auswegen zum Abfluß gelangten. Eine andere, ebenfalls wenig bekannte Tatsache ist die, daß von dem Knick des Stromlaufs beim „Whirlpool“ eine (in bezug auf die letzte Vergletscherung) präglaziale Klamm geradewegs zum Ontario führt, die der Strom, da sie mit Geschiebemergel vollkommen zugefüllt

ist, nicht wiedergefunden hat. Dies ist wohl eines der seltsamsten geologischen Naturspiele auf der Erde, und so bietet der Niagara außer der Großartigkeit seiner Szenerien dem Geologen nach mehreren Richtungen ein so hohes besonderes Interesse, daß sein Besuch wohl eines der eindrucksvollsten Erlebnisse bleibt, die uns beschieden werden können.

3. Exkursion von Toronto bis zur Insel Vancouver (nach dem Kongreß).

Die große Transkontinentalreise C 2, die unmittelbar nach Schluß des Kongresses am Abend des 14. August in Toronto begann, brachte bis Vancouver und auf der Insel Vancouver verhältnismäßig wenig spezielle glazialgeologische Aufschlüsse. Aber schon die eilige Fahrt durch das ungeheure Glazialgebiet des kanadischen Flachlandes und dann die Kreuz- und Querfahrten in den ehedem größtenteils vergletscherten westlichen Gebirgen boten Tag für Tag eindrucksvolle morphologische Bilder dar, die beim literarischen Studium des Landes im Gedächtnis wieder aufleben und auch manche heimatliche Erscheinungen beleben und klären helfen.

Aus der fruchtbaren Moränenlandschaft von Toronto, die den jungbaltischen Grundmoränengebieten Mecklenburgs und Pommerns sehr ähnlich ist, waren wir über Nacht am 15. August in die felsige Gegend zwischen der Georgian Bay und dem Lake Superior gelangt. Hier ragt in zahllosen riffartigen Hügeln, die mit Geschieben übersät sind, das Grundgebirge mit seinen laurentischen Gneisen, Schiefern und intrudierten Graniten aus dem Moränenschutt hervor. Dazwischen sind ebenso zahllose und vielgestaltige Seen und Sümpfe eingebettet, und das ganze ist von Nadelwald überzogen, der zwischen den allenthalben durch Brände halb vernichteten alten Stämmen das junge Grün der Feuerfichten, hie und da auch Birken zeigt. Die Regeneration der in ganz Canada längs den Bahnen verbrannten Wälder ist deshalb sehr langwierig, weil meistens die Humusdecke des Bodens mitverbrannt ist und sich erst neu bilden muß. Die Landschaft, die wir den Tag über durchfuhren, ähnelte der finnischen, war aber, ohne große Gipfel zu erreichen, etwas gebirgiger. Man sah ungeheuer blockreiche Moränen von sehr frischen Formen, auch einige seltsamerweise gleichfalls aus Blöcken angehäufte Oser; hie und da erschienen Sandhügel, zuweilen von dünenartigem Charakter. Am Nachmittag wurde in der Nähe der Heron Bay des Lake Superior die erste Algonkinterrasse erreicht, eine ausgedehnte, von Felshügeln umrahmte Ebene aus steinfreiem Sand. Es wurde uns gesagt, daß der Algonkinsee etwa 700 Fuß (213 m) über dem Lake Superior gestanden haben soll, doch glaubten wir auf stunden-

langer Fahrt in der Nähe der Küste keine höheren Terrassen als etwa 100 m zu erblicken. Der See hat dort eine wundervolle Fjordküste mit Felsvorsprüngen, blank gewaschenen Gletscherschliffschären und gehobenen, in Täler verwandelten Fjordenden.

Am nächsten Tage, 16. August, war das Landschaftsbild zunächst unverändert. Dann schoben sich, in der Gegend des Lake of the woods, Ebenen zwischen die Felsbarren ein, die Wälder lichteten sich, und etwa bei Whitemouth tat sich der riesige Boden des glazialen Agassizsees auf, in dessen tieferem Grunde jetzt der Winnipegsee mit seinen beiden Nachbarn, dem Winnipegosis- und dem Manitobasee liegt. Diese zur Provinz Manitoba gehörige Ebene bildet mit ihren Tonschichten ein fruchtbares, reichbebautes Weizenland. In dieser Gegend liegt die alte Grenze zwischen Prärie und Waldland. Nach dem Urteil des mitreisenden kanadischen Waldforschers Fernow beruht die Baumlosigkeit der Prärie auf ungenügenden Niederschlägen. Übrigens ist die Prärie nicht vollkommen baumlos. Wälder und Gebüsche erfüllen im Grenzbezirk noch die tieferen, feuchteren Gebiete. Weiterhin aber findet man Bäume nur noch in den Flußtälern oder, künstlich angepflanzt, bei den Farmen, wo man in dürren Zeiten für ihre Bewässerung sorgt. Die Prärien von Manitoba und Saskatschewan sind in der Nähe der Bahn bereits zum großen Teil aus dem Urzustand in Kulturland übergegangen. Überall sieht man ältere und jüngere Ansiedlungen und weiter im Westen Zeltlager neuer Ankömmlinge mit improvisierten Viehställen und Gerätplätzen, neben denen die erste Ernte oft schon in Schobern steht. Am Mittag des 16. August erreichte unser von der Canadian Pacific Railway Co. gestellter Sonderzug die etwa 250000 Einwohner zählende Stadt Winnipeg, das alte Zentrum der mittelcanadischen Ackerbaugebiete. Abends verließen wir dieselbe wieder und durchfuhren in der Nacht den Boden des Agassizsees und erklommen den Rand der ersten Präriestufe bei Brandon. Winnipeg liegt 231 m über dem Meere, Brandon mit dem höchsten Agassizufer 365 m. Östlich von Brandon liegen mehrere jüngere Seeterrassen. Der Agassizsee zeigt dieselbe Erscheinung wie die „großen Seen“, nämlich eine Hebung der alten Strandlinien in nördlicher Richtung. Infolge deren ging die Entwässerung in spätglazialer Zeit solange nach Süden zum Mississippi, bis der gegenwärtige niedrige Wasserpaß durch den Nelsonfluß zur Hudson Bay durch den Schwund der letzten Inlandeisflächen frei wurde.

Der Rand der zweiten Präriestufe des westlichen Kanada (als erste Stufe gilt die Winnipegebene), welchen die Bahn im Mündungsgebiet des glazialen Assiniboineflusses ersteigt, ist eine bemerkenswerte geologische Grenze. Hier legt sich auf das bis dahin allein herrschende und auch den tieferen Untergrund des Agassizgrabens bildende Paläozoicum eine große mesozoische

Platte, die im wesentlichen aus ziemlich weichen kretazischen Sedimenten besteht. Diese zweite Präriestufe, zur Provinz Saskatchewan gehörig, hat eine durchschnittliche Meereshöhe von etwa 490 m, das ist ebensoviel, ja sogar ein wenig mehr als das Keewatinzentrum der Inlandeisdecke, die sich einst auch über die Prärien ausdehnte. Man sieht daraus, daß das heutige Höhenverhältnis beider Landschaften nicht das eiszeitliche sein kann. Diese zweite Präriestufe, die wir am 17. August durchfuhren, war fast eben und baumlos, aber noch reich bebaut mit Weizen- und Haferfeldern. In der Gegend westlich von Moosejaw erreicht man den Rand einer dritten Stufe, den „Missouri Coteau", der etwa 640 m über Meer, also wiederum beträchtlich höher als das Keewatinzentrum liegt. Dort beginnt eine typische Moränenlandschaft aus tonigem Geschiebemergel; das Glazial erreicht bis mehr als 200 m Mächtigkeit. Die Moränenlandschaft hat ihre Formen ziemlich frisch bewahrt; ich wurde lebhaft an Landschaftsbilder aus der baltischen Grundmoränenlandschaft Westpreußens, z. B. an die Liebschauer Berge bei Dirschau erinnert. Zwischen den unregelmäßig verteilten Hügelkuppen lagen zahlreiche abflußlose Pfuhle. An der Bahn waren eine Menge Aufschlüsse durch Seitenentnahmen für Herrichtung eines zweiten Gleises entstanden. Diese zeigten, daß die Geschiebemergelkuppen bis fast zur Oberfläche kalkhaltig und wenig verwittert waren. In den kleinen Mulden sah man tonige Abschlämmassen mit 2 bis 3 humosen Bändern schalenförmig ineinander.

Etwas östlich von Swift Current (ca. 740 m über Meer) endet diese Moränenlandschaft und es stellte sich leicht welliges Land mit lößartigem Boden ein. In einem großen Einschnitt gleich westlich der Station Tompkins sahen wir ein gelbliches, feinschichtiges Material von etwa 10 m aufgeschlossener Mächtigkeit, das in seiner porösen Struktur und seiner Neigung zu senkrechter Zerklüftung durchaus einem Löß ähnelte. Die Schichtung lief ungefähr mit der Oberfläche. Fossilien fehlten jedoch vollkommen.

Die Prärien werden im westlichen Saskatchewan immer trockener, je weiter man nach Westen kommt, und dies ist ohne Frage eine der Ursachen für die geringe Verwitterungstiefe des Glazialbodens und vielleicht auch für das Vorkommen dieser lößartigen Gebilde. Dort ist ein regelrechter Ackerbau mit jährlichen Ernten nicht mehr möglich, und man hat die sog. „dry farming"-Methode eingeführt, nach welcher der Acker im ersten Jahre nur gelockert wird, um Niederschläge einzusaugen, und im folgenden bestellt und abgeerntet. Die Landschaft zeigt allerlei Erscheinungen arider Regionen: die flachen Wassertümpel sind von hellgrauen Alkalikrusten umrandet; um diese zunächst wächst ein Kranz von niedrigen, intensiv roten Salzgewächsen (*Salicornia* ?) und weiterhin dann das harte, büschelförmige Gras, untermischt

mit fahlen Gewächsen von der Farbe unseres Strandhafers oder der Distel. Vereinzelt sieht man auch kleine Kakteen (*Opuntia?*); Baumwuchs findet sich nur auf niederschlagsreicheren Höhen, so namentlich auf den zu etwa 1300 m Meereshöhe emporragenden Cypress Hills, einem isolierten Erosionsrest von Laramie- und Miocänschichten, der eine Vorhöhe der Rocky Mountains bildet.

Zwischen Swift Current und der Stadt Medicine Hat am South Saskatchewanfluß (etwas über 700 m Meereshöhe) erscheinen die Terrainformen in keiner Weise mehr durch eine vormalige Vergletscherung bestimmt, sondern lediglich durch Erosion und Tektonik. Man sieht Ebenen, Stufenränder und viele kleine und größere, jetzt trockene Täler. Vereinzelte Ausbisse von kretazischen Tonschiefern zeigen sich. Dennoch war in Eisenbahneinschnitten bei Medicine Hat noch deutlicher Blocklehm erkennbar. Dowling (Guide Book No. 8. p. 87) sagt trotzdem, daß manche den Till westlich vom Missouri Coteau sich durch schwimmendes Eis entstanden denken und eine Ausdehnung der kontinentalen Eisdecke bis dort bezweifeln. Am Rande des Eises haben sich Flüsse und Schmelzwässer sicherlich stellenweise zu Seen aufgestaut, doch ist über Lage und Umfang solcher Stauwasser noch wenig bekannt. Auch Ablenkungen größerer Ströme haben, wie in allen Glazialgebieten, stattgefunden. So ist z. B. der Saskatchewan während eines gewissen Stadiums gezwungen gewesen, weit südlich seines jetzigen Laufes am Eisrande nach Osten zum unteren Assiniboine river zu fließen. Jetzt nimmt der viel kleinere Qu'Appelle river diesen alten Talweg ein, und zwar besteht, soweit die Karte dies erkennen läßt[1], eine richtige Bifurkation. Aus dem Knie des sich nordwärts wendenden Saskatchewan bei Elbow führt der Aiktow-Creek in den in der Nähe entspringenden Qu'Appelle river hinein.

Wir erreichten Medicine Hat am Abend des 17. August und besuchten, in strömendem Gewitterregen das schön terrassierte Tal des South Saskatchewanflusses ein Stückchen hinauffahrend, die Gasbrunnen, die das dortige Elektrizitätswerk treiben. Diese Brunnen sind 1100 Fuß (335 m) tief und beziehen die Hauptmenge des Gases aus einer Schicht in 900 Fuß Tiefe in der kretazischen Belly river-Formation. Das Gas strömt mit 800 Pfund Druck pro Quadratzoll (= ca. 56,5 Atm., also einem Druck, der ziemlich genau dem Gewicht einer 900 Fuß = 274 m mächtigen Gesteinssäule entspricht) hervor und wird nicht bloß an Ort und Stelle verwertet, sondern (aus zwei anderen Brunnen) auch nach den Orten Calgary und Lethbridge, 175 engl. Meilen weit, geleitet.

Am nächsten Morgen befand sich unser Zug in der Nähe der Rocky Mountains, deren zackige blaue Silhouette im Frühlicht

[1] Geol. Map of portions of Alberta, Saskatchewan and Manitoba 1 : 2217600. Map 51 a. Geolog. Survey. 1911.

einen wundervollen Kontrast zu der Tafellandschaft der „Foothills" (Vorhügel) bildete. Die Gegend am Gebirgsfuß zeigt eine Unmenge von Terrassen mit sanften Rändern, sowie Ebenen zwischen Tafeln. Näher am Gebirge durchlaufen steil aufgerichtete, harte Gesteinsbänke die milden Bodenarten des hier hochwellig-tafligen Geländes, dem Auge weithin verfolgbar. Tiefe Flußschluchten sind hineingeschnitten, und in den Gründen sieht man wieder Wald, den ersten in diesem dürren ranch-Gebiet. Bei Cowley öffnet sich das Hochgebirge.

Nach R. A. Daly[1] gliedert sich die im Süden etwa 600 km breite kanadische Kordillere in folgende Bestandteile:

1. Im Osten die Rocky Mountains (kurz „Rockies" genannt),
2. die mittleren oder inneren Ketten (Purcell-, Selkirk-, Columbia- und Cariboberge),
3. die Zone der inneren Hochflächen (Interior Plateaus),
4. das Küstengebirgssystem, umfassend das Küstengebirge (Coast range), Kaskadengebirge (Cascade range) und das Vancouver-Queen Charlotte-Gebirge. Die Zonen 1, 2 und 4 erstrecken sich nordwärts bis zu den Enden des Kontinents, indes verengen sich die mittleren Ketten, die in Britisch-Columbien einen großen Raum einnehmen, nordwärts sehr rasch, und nach Süden verflachen sie sich und versinken unter den endlosen Lavafeldern von Washington und Idaho.

In der Eiszeit war die ganze Kordillere bis zum 48. Breitengrade von einer zusammenhängenden Eismasse erfüllt, die nach den Außenseiten, also dem östlichen Vorland der Rockies und den Föhrden und Inselstraßen des Pacific (z. B. der Strait of Georgia und Strait of Juan de Fuca), mächtige Vorlandgletscher bezw. Talgletscher durch alle Pässe und Pforten hervorquellen ließ. Die Insel Vancouver war ein selbständiges Vereisungszentrum, dessen Gletscher mit den vom Küstengebirge kommenden zusammenstießen.

Das Hauptnährgebiet der Kordillerenvereisung lag nach Dawson in Britisch-Columbien zwischen dem 54. und 59. Breitengrad. Nordwärts reichte die Vereisung bis etwa zum 63. Grade; ein großer Teil des Yukongebietes, so die Landschaft Klondike, war, wie wir später sehen werden, unvergletschert. Der Spiegel des Kordillereneises von Britisch-Columbien lag bei etwa 7000 Fuß (2134 m) Meereshöhe, und seine Mächtigkeit erreichte im Längstal des Okanagansees mindestens 6000 Fuß (1830 m) und bei Revelstoke etwa 5500 Fuß (1677 m). R. A. Daly gibt dieser gewaltigen Vergletscherung das Alter der Wisconsin-Vereisung des Ostens, also ein recht jugendliches Alter. Eine Teilung derselben durch eine oder mehrere Interglazialperioden hält er für unerwiesen.

[1] Guide Book No. 8. Part II. p. 115.

Etwas anders stellt Ch. W. Drysdale in seiner Beschreibung des westlichen Teiles der inneren Hochflächen (zwischen Savona und Lytton[1]) die Glazialgeschichte dieser Gegend dar. Nach seiner Meinung entwickelte sich zunächst eine gewaltige Kordillereneisdecke, die zufolge der Schrammenrichtung auf der inneren Hochfläche nach S 35° O glitt und in den Talgründen Geschiebemergel, auf den Bergflanken Moränenschutt und Findlinge hinterließ. Dann schwand die Eisdecke, und es blieben alpine Kar- und Talgletscher längere Zeit tätig. Die großen Talgletscher zogen sich dann weiter zurück, bis das Maximum der Keewatin-Vereisung im Osten der Rockies eingetreten war. Nun erfolgte ein neuer mächtiger Vorstoß der Talgletscher, verbunden mit scharfer Talerosion und Ablagerung von Seiten- und Endmoränen. Abermals schmolzen dann die Talgletscher und verursachten gewaltige Aufschichtungen von Schlick und Glazialdetritus, namentlich in großen stillen Seen, die sich infolge von Abriegelung von Haupttälern durch Seitengletscher und vielleicht auch infolge einer großen allgemeinen Landsenkung und Gefällverminderung gebildet hatten. Schließlich schwanden die Gletscher gänzlich aus den Tälern, und die Flüsse begannen, vielleicht durch eine regionale Hebung angespornt, eine großartige Erosionsarbeit, deren Maß sich an den terrassenförmigen älteren Talbodenrelikten ablesen läßt. Dennoch haben die Flüsse streckenweise, z. B. der Thompsonfluß vom Kamloopssee bis Thompson siding, den präglazialen Talgrund noch nicht erreicht[2].

S. J. Schofield hat neuerdings, wie er als Exkursionsführer mitteilte, westlich der Rockies unter Geschiebemergel eine pflanzenführende Ablagerung aufgefunden, deren an Laubhölzern reiche Flora ein gemäßigtes, lindes Klima anzeigt. Er vermutet, daß dieselbe interglazial ist, doch war es ihm noch nicht gelungen, eine liegende Moräne aufzuschließen oder das Grundgebirge zu erreichen.

Die Fahrten unserer Exkursionsgesellschaft in der Kordillere vom 18. bis zum 24. August galten hauptsächlich dem Studium des allgemeinen Gebirgsbaues und der nutzbaren Lagerstätten, insonderheit der kretazischen Kohlen von Bellevue und Corbin und der Kupfererze von Phoenix und Roßland nahe der Unionsgrenze. Am 25. August in der Frühe war mit der Ankunft in der Stadt Vancouver die Kontinentaldurchquerung vollendet. Am Nachmittag erfolgte die Überfahrt nach Victoria auf der Insel Vancouver, und abends wurde noch eine kleine Ausfahrt in

[1] Guide Book No. 8. Part II. p. 237.

[2] Der Fraserfluß, der den Thompson aufnimmt, hat sich indessen weiter abwärts bereits etwa 35 m in das Grundgebirge eingenagt. Seine Erosionskraft ist durch eine postglaziale, anscheinend von der Küste nach dem Binnenland zunehmende Hebung gesteigert.

die Umgebung dieser Stadt absolviert. Die buchtenreiche Küste der Insel ist dort ziemlich niedrig; am Fuß des Kliffs kommen unter Geschiebemergel wundervoll geschliffene und geritzte Felsen zum Vorschein, die von der Brandung blank gewaschen werden und ihre glazialen Schliffflächen, tiefen Furchen und Hohlkehlen, die zuweilen wie mit einem Simshobel ausgearbeitet erscheinen, weithin zur Schau tragen. Davor liegen kleine Schären wie an der schwedischen oder finnischen Küste.

Die 470 km lange und 80—130 km breite Insel Vancouver ist größtenteils eine in Berg und Tal aufgelöste tertiäre Peneplain, die von etwa 450 m Meereshöhe im Süden zu 1200 m im mittleren Teil ansteigt; dort erheben sich ältere topographische Elemente zu 1200—2100 m, überragt von einigen noch etwas höheren Spitzen. Im Diluvium entwickelten sich aus den Firnfeldern der Berghöhen mächtige Talgletscher, die in der Strait of Georgia mit den vom Festland kommenden Eisströmen zu einem großen, SSW gleitenden Piedmontgletscher zusammenschmolzen, der auch die niedrigeren südöstlichen Gebiete der Insel überwallte. Ch. H. Klapp, dessen Darstellung[1] ich folge, nennt diese erste Vergletscherungsepoche die „Admiralty-Epoche". Aus ihr stammt ein harter, älterer till, in diesem Fall ungeschichteter, steiniger, sandiger Ton oder toniger Sand von gelber Farbe, der sich nur in Felsvertiefungen und anderen geschützten Stellen des Küstengebietes und der vorliegenden Inseln erhalten hat. Am Ende der Admiralty-Epoche lag das Land mindestens 60 m tiefer als jetzt. Das Eis zog sich ins Gebirge zurück, ohne zu verschwinden, und im Tieflande und dem Gebiet der Georgia-Straße lagerten sich die sog. Puyallup-Interglazialschichten ab, die meistens in eine untere Abteilung aus Tonschichten (Maywoodton) und eine obere aus Sand und Kies (Cordovasand) zerfallen. In dem gutgeschichteten, gewöhnlich kalkhaltigen Maywoodton, der auch Mittel von Sand und Kies umschließt, kommen Abdrücke von Pflanzen sowohl wie von Meeresmollusken vor, die jedoch beide noch nicht näher bestimmt zu sein scheinen Außerdem enthält der durchschnittlich 30 m mächtige Ton zahlreiche, regellos eingebettete, abgerundete Gerölle und Blöcke kristalliner Gesteine. Auch die gelblichen, geröllführenden Schichten des Cordovasandes weisen vereinzelte Geschiebe auf, von denen die meisten frisch, die gröberen Granite aber unter Umständen völlig zersetzt sind. Ferner kommen gebrechliche Schalen mariner Organismen darin vor. Spätere Talerosion zur Vashonperiode hat die etwa 65 m mächtigen Cordovasande in niedrige Rücken aufgelöst, die sich besonders oft in Lee der Monadnocks erhalten haben. Über dem Puyallup-Interglazial lagert die Vashondrift, ein meistens

[1] Guide Book No. 8. Part III. p 284 und 307.

ungeschichteter Till mit frischen Granitgeschieben. Unterhalb von 80 m Meereshöhe ist diese Drift nur 0,9—1,2 m mächtig und über weite Flächen überhaupt nur durch verstreute Geschiebe vertreten. Oberhalb dieses Niveaus dagegen pflegt sie den ganzen Driftmantel des Geländes zu bilden. Clapp ist der Ansicht, daß diese Drift einen erneuten großen, aber sehr kurzen Gletschervorstoß dokumentiere, der keine charakteristischen Landschaftsformen, Endmoränen oder dergleichen hervorbrachte. Vielleicht gehören die Cordovasande einem Teil der Vashonperiode als Deltabildungen vor den anwachsenden Gletschern an. Das Meer stand während der Vashonzeit um etwa 75—80 m höher als jetzt. Die postglaziale Landhebung um diesen Betrag steigerte das Gefäll der Flüsse, die nunmehr terrassenförmig zu erodieren begannen.

Unser Ausflug am Spätnachmittag des 25. August führte uns zu dem 388 Fuß = 121 m hohen Mt. Tolmie, einem Monadnock in der 30—60 m hohen, welligen Ebene im Norden von Victoria. An die Südseite dieses Berges lehnt sich ein länglicher Sandhügel, der durch eine große Kiesgrube geöffnet ist. Dieser Sand soll interglazialer Cordovasand sein. Indessen hatte Verf. nebst mehreren anderen Teilnehmern den Eindruck, daß es sich hier um Glazialsand handelte, der während des Schwindens der Vereisung in eine in Lee des Monadnocks entstandene Eismulde oder Öffnung eingeschwemmt ist.

Am nächsten Tage durchfuhren wir auf einer Exkursion zur Küste südlich von Victoria die Colwoodebene, die dort einen 3—5 km breiten, sehr flachen Talboden in 60—80 m Meereshöhe bildet und weiter landein in einen richtigen Gletschervorsand mit Kessellöchern übergeht. Sie gilt als Deltabildung der Schmelzwässer eines Talgletschers der Vashonepoche, die postglazial gehoben ist. Die Aufschüttung ist sehr mächtig und wird zur Kiesgewinnung vom Strande aus hydraulisch abgebaut und dabei gleichzeitig separiert. Die Siebrückstände werden ins Meer geschwemmt.

Aufschlüsse in den Maywoodschichten habe ich leider nicht gesehen. Es scheint mir nach dem Dargelegten nicht wohl angängig, diese Schichten als „interglazial" im hergebrachten Sinn zu bezeichnen, da sie durch ihre Zusammensetzung die Fortdauer der Gletscher in gewisser Entfernung bekunden. Demnach erscheint mir eine Parallelisierung der glazialen Epochen von Vancouver mit denjenigen der Kordillere trotz auffälliger Analogien noch gewagt.

(Fortsetzung folgt.)

(Ein ähnliches Referat über den Gebirgsbau der Canadischen Cordilleren von F. Frech sollte am gleichen Ort gebracht werden, wurde aber aus räumlichen Gründen in den Referatteil des Neuen Jahrbuches übertragen.)

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 17. März 1914 unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton.

F. P. Mennel: Über ein Vorkommen von Buntkupfererzknollen im Schiefer vom Maschonaland. Der Erzkörper der Umkondo-Grube in Südwest-Maschonaland besteht aus einer Ablagerung von Schiefer, durch den Knollen von Buntkupfererz verteilt sind, sehr wahrscheinlich pseudomorph nach Schwefelkieskonkretionen. Das Muttergestein ist vom gleichen Alter wie die Waterberg-Schichten von Transvaal und enthält in einigen Schieferlagen Pseudomorphosen nach Steinsalz. Das Vorkommen von Kupfer und Steinsalz in nahezu dem gleichen Horizont hat sein Analogon in den Schichten des unteren Keupers in Europa.

A. Scott: Augit von Bail Hill in Dumfriesshire. Er findet sich in Form von Kristallen, die schwarz von Farbe, aber im Dünnschliff gelblichgrün sind; sie bilden zwei Typen, einfache Kristalle und Zwillinge, und haben das Achsenverhältnis: $a:b:c = 0,5844:1:1,0932$; $\beta = 105^0 48'$; die Brechungsindizes sind: 1,708, 1,713 und 1,728. Durchschnitte parallel der Symmetrieebene zeigen die charakteristische Sanduhrstruktur der Titanaugite.

Dr. G. T. Prior: Über ein Sulfarsenid von Blei vom Binnental. Analysen der Kristalle, von denen nur die Prismenzone ausgebildet war, zeigten, daß die Zusammensetzung der Formel $3PbS.2As_2S_3$ entspricht, die dem Rathit zugeschrieben wird; kristallographisch steht das Mineral aber dem Dufrenoysit näher.

Dr. G. T. Prior: Über Phakolith und Gmelinit von Co. Antrim. In beiden Fällen zeigten Analysen dieser Mineralien, die Varietäten desselben Minerals sind, welche nur im Kristallhabitus von einander abweichen, einen Überschuß an Kieselsäurehydrat über die durch die Formel: $(Ca, Na_2)Al_2Si_4O_{12}.6H_2O$ dargestellte Formel.

Besprechungen.

G. Linck: Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Herausgegeben im Auftrag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. 3. Band. Jena bei Gustav Fischer 1913. 320 p. mit 26 Textfiguren (2. Band vergl. dies. Centralbl. 1912. p. 606).

Der dritte Band der „Fortschritte" enthält folgende Abschnitte: 1. Bericht über die Hauptversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Münster i. W. 1912. 2. Th. Wegner: Bericht über die Exkursionen. 3. R. Brauns: Bericht über die Tätigkeit des Damnu im Jahre 1912. R. Marc: Über die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie (allgemeiner Teil).

Referat erstattet in Münster. A. HIMMELBAUER: (Spezieller Teil). Referat erstattet in Münster. E. A. WÜLFING: Fortschritte auf dem Gebiete der Instrumentenkunde. A. JOHNSEN: Die Struktureigenschaften der Kristalle. P. KAEMMERER: Über die Bestimmung des Winkels der optischen Achsen eines inaktiven, durchsichtigen Kristalls mit Hilfe des Polarisationsmikroskops für konvergentes Licht. F. RINNE: Kristallographisch-chemischer Ab- und Umbau insbesondere von Zeolithen. A. SCHWANTKE: Neue Mineralien. L. MILCH: Die Systematik der Eruptivgesteine, I. Teil. U. GRUBENMANN: Zur Klassifikation der metamorphen Gesteine. F. BERWERTH: Fortschritte der Meteoritenkunde seit 1900 (Schluß). K. SCHULZ: Die spezifische Wärme der Mineralien und der künstlich hergestellten Stoffe von entsprechender Zusammensetzung (Schluß).

Max Bauer.

Miscellanea.

v. Reinach-Preis für Paläontologie. Ein Preis von 500 Mark soll der besten Arbeit zuerkannt werden, die einen Teil der Paläontologie des Gebietes zwischen Aschaffenburg, Heppenheim, Alzey, Kreuznach, Koblenz, Ems, Gießen und Büdingen behandelt; nur wenn es der Zusammenhang erfordert, dürfen andere Landesteile in die Arbeit einbezogen werden.

Die Arbeiten, deren Ergebnisse noch nicht anderweitig veröffentlicht sein dürfen, sind bis zum 1. Oktober 1915 in versiegeltem Umschlage, mit Motto versehen, an die unterzeichnete Stelle einzureichen. Der Name des Verfassers ist in einem mit gleichem Motto versehenen zweiten Umschlage beizufügen.

Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft hat die Berechtigung, diejenige Arbeit, der der Preis zuerkannt wird, ohne weiteres Entgelt in ihren Schriften zu veröffentlichen, kann aber auch dem Autor das freie Verfügungsrecht überlassen. Nicht preisgekrönte Arbeiten werden den Verfassern zurückgesandt.

Über die Zuerteilung des Preises entscheidet bis spätestens Ende Februar 1916 die unterzeichnete Direktion auf Vorschlag einer von ihr noch zu ernennenden Prüfungskommission.

Frankfurt a. M., April 1914.

Die Direktion
der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.

Personalia.

Das norwegische Storthing bewilligte die Mittel zur Errichtung einer Professur für Dr. **V. M. Goldschmidt** an der Universität in Kristiania. Die neue Stelle umfaßt die Fächer Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, mit der Verpflichtung zur Leitung eines mineralogischen Instituts.

Ernannt: Zum Geheimen Bergrat Professor Dr. **H. Bücking** in Straßburg i. Els.

Verliehen: Der Charakter als Wirklicher Staatsrat dem Professor Dr. **Bruno Doss** in Riga.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Juni 14553 1914 No. 12

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend Zoologie, Paläontologie und Geologie von Timor.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ein kupferhaltiges Zinkmetaarseniat, benannt Barthit, von Guchab im Otavital, Deutsch-Südwestafrika.

Von **M. Henglein** (Karlsruhe) und **W. Meigen** (Freiburg i. B.).

Im Otavigebirge sind Blei-, Zink- und vor allem Kupfererze an vier Stellen nachgewiesen, und zwar bei Tsumeb auf dem Nordabhang, bei Groß- und Klein-Otavi oder Asis und bei Guchab auf dem Südabhange des Gebirges. Besonders bekannt geworden ist das Vorkommen von Tsumeb, sowohl wegen des Erzreichtums als auch der zahlreichen schönen Kupfer-, Blei- und Zinkmineralien wegen, die in den letzten Jahren ihren Einzug in die mineralogischen Sammlungen genommen haben. Erst vor kurzem ist ein neues Mineral, der Tsumebit $[5\,(5\,Pb\,.\,Cu)\,O\,.\,P_2O_5\,.\,8\,H_2O]$, durch K. Busz [1] von dort bekannt geworden.

In genetischer Beziehung sind die vier Erzvorkommen im allgemeinen gleich; die Erzführung und somit auch die Bildung der Sekundär- und Tertiärmineralien wechselt jedoch auffallend, auch innerhalb derselben Lagerstätte. Es wird von den Erzen nach P. Krusch [2] meist eine wenig widerstandsfähige Schicht im Otavidolomit bevorzugt; Krusch hält die Lagerstätte für ein typisches Beispiel der Zementationsmetasomatose.

Bei Guchab wird, nach den Produktionsstatistiken zu urteilen, hauptsächlich ein silberhaltiges Kupfererz gewonnen; die Blei-Zinkerze scheinen hier zurückzutreten oder noch nicht angefahren zu sein. Von der Lagerstätte bei Guchab stammt nun ein uns vorliegendes grünes Mineral, das nach der qualitativen Analyse Zn, Cu, As_2O_5 und P_2O_5 enthält. In der Literatur ist bis jetzt nur ein Kupferzinkarseniat, bezw. -Phosphat bekannt, nämlich der von A. Schrauf [3] beschriebene trikline Veszelyit, welcher auf Klüften im Granatfels von Morawicza bei Bogsau im Banat vorkommt. Dies ist bis jetzt der einzige Fundort für dieses sehr seltene Mineral geblieben. A. Schrauf gibt die Formel:

$$\begin{aligned} Zn_3As_2O_8 &+ 3\,Zn(OH)_2 + 3\,H_2O \\ Cu_3P_2O_8 &+ 3\,Cu(OH)_2 + 3\,H_2O \\ &+ 3\,Cu(OH)_2 + 3\,H_2O. \end{aligned}$$

[1] Festschrift zur 48. Vers. Deutscher Naturforscher und Ärzte. Münster 1912. p. 182. Gleichzeitig als Preslit beschrieben von V. Rosický, Zeitschr. f. Kryst. **51.** 521 (1913). Der Name Tsumebit hat die Priorität.

[2] P. Krusch, Die genetischen Verhältnisse der Kupfererzvorkommen von Otavi. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1911. p. 249 u. f.

[3] A. Schrauf, Zeitschr. f. Kryst. **4.** p. 31 (1880).

Bei unserem Mineral deuten aber Farbe, kaum wahrnehmbarer Wassergehalt, das spez. Gewicht und der reichlich auf Kohle auftretende Arsenrauch darauf hin, daß ein ganz anderes Mengenverhältnis der Substanzen vorliegen muß. Eine quantitative Analyse bestätigte dies; die chemische Formel ist:

$$3\,ZnO\,.\,CuO\,.\,3\,As_2O_5\,.\,2\,H_2O$$

oder auch:

$$3\,Zn(AsO_3)_2 + Cu(OH)_2 + H_2O.$$

Chemische Eigenschaften.

Die quantitative Analyse ergab folgende Zusammensetzung:

		Molekular-Verhältnisse:
Unlösl. Rückstand . . .	1,1	— —
CuO	8,5	0,107
ZnO	23,3	0,286
As_2O_5	64,0	0,278
P_2O_5	1,0	0,007
H_2O	3,2	0,176
	101,1	

Das Wasser wurde als Glühverlust bestimmt; das vorher grüne Pulver färbte sich hierbei grau. In verdünnter Salpetersäure löste es sich bis auf einen kleinen Rückstand leicht auf. In der Lösung wurde das Kupfer elektrolytisch bestimmt. Die mit Salzsäure eingedampfte Lösung wurde mit Schwefelwasserstoff gefällt, das Arsentrisulfid wurde in ammoniakalischer Lösung mit Wasserstoffsuperoxyd oxydiert, das Arsen mit Magnesiamischung gefällt und als Magnesiumpyroarseniat gewogen. Das Zink wurde aus essigsaurer Lösung mit Schwefelwasserstoff gefällt, der Niederschlag in Salzsäure gelöst, mit Natriumcarbonat wieder gefällt und als Zinkoxyd zur Wägung gebracht. Die Phosphorsäure wurde zunächst mit Ammoniummolybdat, dann mit Magnesiamischung gefällt und als Magnesiumpyrophosphat bestimmt.

0,3157 g Substanz: 0,0100 g Glühverlust, 0,0031 g unlösl. Rückstand, 0,0215 g Cu, 0,0734 g ZnO, 0,2729 g $Mg_2As_2O_7$, 0,0051 g $Mg_2P_2O_7$.

Aus diesen Zahlen ergeben sich die vorher angeführten Molekularverhältnisse. Zieht man die kleine Menge Phosphorsäure zur Arsensäure, so entsprechen sie annähernd der Formel $3\,ZnO\,.\,CuO\,.\,3\,As_2O_5\,.\,2\,H_2O$. Man kann dies auch auffassen als $3\,Zn(AsO_3)_2 + Cu(OH)_2 + H_2O$. Es würde sich also im wesentlichen um ein kupferhaltiges Zinkmetaarseniat handeln. Ein Mineral von dieser Zusammensetzung ist bisher noch nicht bekannt.

Das Mineral wurde von Herrn Bergingenieur Barth in Guchab gesammelt und an M. Henglein in Karlsruhe zur weiteren Be-

stimmung und Untersuchung eingesandt. Es sei Herrn Barth auch an dieser Stelle für die Zuwendung des Materials gedankt und ihm zu Ehren das neue Mineral Barthit benannt.

Physikalische Eigenschaften.

Die Farbe des Barthit ist grasgrün; Pulver und Strich sind weißlichgrün bis grau. Er hat fettigen Glasglanz und die Härte 3. Die Dichte wurde bei 14^0 mit dem Pyknometer zu 4,19 bestimmt. Die hartnäckig den Kriställchen anhaftenden kleinen Luftbläschen können nur durch längeres Kochen und Stehenlassen im Vakuum entfernt werden.

Eine Spaltbarkeit wurde nicht beobachtet; der Bruch ist uneben.

Die kleinen, bis 3 mm großen Kriställchen sind flächenarm und anisotrop, optisch zweiachsig, wahrscheinlich monoklin. Eine weitere kristallographische Untersuchung wird in nächster Zeit vorgenommen, da von Herrn Barth noch neues, vielleicht besseres Material in Aussicht gestellt wurde.

Vorkommen.

Der Barthit kommt auf Drusen eines rötlichen bis violetten Dolomits vor, der jedoch ziemlich reich an Kalk (ca. 40 % Ca O) ist und von Quarzadern, die über Zentimeterdicke erreichen, durchzogen wird. In den Drusen sitzt der Barthit in der Regel auf 2—5 mm langen, wasserhellen Quarzkristallen, seltener auch auf derbem Quarz auf und bedeckt diese stellenweise ganz mit kleinen Kriställchen. Diese sind schwer zu isolieren und der unlösliche Rückstand in der Analyse dürfte wohl von anhaftendem Quarz herrühren; ist also SiO_2. Barthit ist somit eine der jüngsten Bildungen und wird nur selten von noch jüngerem Calcit und Malachit bedeckt.

Teilweise ist das Carbonatgestein aufgelöst, wobei Eisenoxyd als Lösungsrückstand bleibt. Das stark zerfressene Gestein birgt dann in den Hohlräumen winzige Barthitkriställchen, die oft bündelartig aggregiert sind.

Von Guchab sei hier auch ein neues Dioptasvorkommen erwähnt, das sich, was den Reichtum und die Schönheit der Kristalle anbetrifft, vollkommen neben die bekanntesten Vorkommen in der Kirgisensteppe und bei Mindouli in Französisch-Kongo stellen kann. Die größten Kristalle, die 2—3 cm Länge in der Richtung der c-Achse haben und nur die einfache Kombination von $a = \infty O(10\bar{1}0)$ und $p = 1(11\bar{2}1)$ aufweisen, finden sich auf Klüften eines gelblichgrauen Dolomits. Kleinere und flächenreichere Kristalle kommen sonst massenhaft vor. Eine Bearbeitung derselben ist von M. Henglein bereits begonnen worden.

Ein neuer Erhitzungsapparat zur Bestimmung der Änderungen des optischen Achsenwinkels bei höheren Temperaturen.

Von **E. H. Kraus** und **L. J. Youngs** in Ann Arbor.

Mit 3 Textfiguren.

Vor kurzem haben wir gezeigt, daß, um zuverlässige Werte über die Größe der optischen Achsenwinkel bei höheren Temperaturen zu erhalten, die betreffenden Kristallplatten in einer Flüssigkeit, am zweckmäßigsten in Öl, und nicht in Luft, wie in den meisten der früheren Untersuchungen geschehen ist, erhitzt werden müssen. In den Arbeiten über die Änderungen der optischen Achsenwinkel in Gips[1] und Glauberit[2] wurde der gewöhnliche metallene Erhitzungskasten eines Fuess'schen Achsenwinkelapparates als Ölbad angewandt. Die Erhitzung erfolgte dann durch Anwendung von zwei Gasbrennern. Obzwar die Temperatur ziemlich gut reguliert werden konnte, waren wir jedoch nicht imstande, den metallenen Kasten, welcher mit zwei Glasfenstern versehen ist, ganz öldicht, besonders bei den höheren Temperaturen, zu machen. Daher wurde der Versuch gemacht, einen neuen Erhitzungsapparat zu konstruieren, worin ein aus planparallelen Wänden bestehendes, aber feuerfest zementiertes Glasgefäß die Flüssigkeit enthalten und die Erwärmung mittels einer Erhitzungsspirale stattfinden soll. Diese Notiz gibt daher eine Beschreibung dieses Apparates, sowie auch neuere mit demselben gemachte Beobachtungen über die Temperaturen der Einachsigkeit des Gipses für Licht von verschiedenen Wellenlängen.

Der Kasten besteht aus Messing und ist 10 cm lang, 7 cm hoch und 3,5 cm breit, und außen mit dickem Asbest überzogen. Fig. 1 gibt einen Längen-, Fig. 2 einen Querdurchschnitt durch das Zentrum des Kastens an. *M* ist ein Zapfen zum Einstechen und Festhalten auf dem Achsenwinkelapparat. *S* ist die aus Platindraht bestehende Erhitzungsspirale, während *O* die Öffnungen vorn und hinten vorstellt, so daß die zwei Linsensysteme des Achsenwinkelapparates dicht an den Wänden des Glasgefäßes *G* angebracht werden können. *X* sind Schrauben zum Justieren des Glasgefäßes. Die Stellungen der zwei Thermometer werden durch die Buchstaben *T* und *T'* angedeutet. Die zu untersuchende Kristallplatte taugt durch die sich im Deckel befindende Öffnung in das Gefäß hinein und wird dann zwischen den Thermometern wie üblich zur Beobachtung von Interferenzfiguren richtig zentiert und justiert.

Um möglichst genaue Werte zu erhalten, ist es aber zweckmäßig, den Erhitzungsapparat nach dem Justieren der Kristall-

[1] Kraus und Youngs, N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. I. p. 123, 146.
[2] Kraus, Zeitschr. f. Kristallogr. u. Min. 1913. **52.** p. 321—326.

Fig. 1. Längendurchschnitt.

Fig. 2. Querdurchschnitt.

platte, aber ohne Einstellung der Thermometer, noch mit einem aus Asbestpappe bestehenden Kasten einzuschließen, so daß sich eine größere Luftschicht zwischen dem Erhitzungskasten und der Asbestpappe befindet. Die Linsensysteme müssen dann selbstverständlich teilweise aus diesem Asbestkasten hervortreten, während die Thermometer durch denselben in das Ölgefäß hineindrängen. Mit dieser Einrichtung kann man dann die Temperatur gut kontrollieren und dieselbe sehr allmählich steigen oder fallen lassen.

Um den Apparat zu prüfen, haben wir unter Anwendung eines Fuess'schen Monochromators die Temperaturen, bei welchen der Gips Einachsigkeit für verschiedene Wellenlängen zeigt, bestimmt. Bei den in der folgenden Tabelle angegebenen Temperaturen sind die nötigen Korrektionen wegen des Hervorragens der Thermometer angebracht worden.

Einachsigkeitstemperaturen des Gips für Strahlen von verschiedenen Wellenlängen.

Wellenlänge	Temperatur
463 $\mu\mu$	87,5° C
467	87,7
470	87,8
472	87,95
480	88,2
487	88,4
495	88,6
500	88,7
502	88,75
508	88,9
513	89,0
518	89,2
565	89,4
573	89,3
578	89,25
581	89,2
588	89,15
590	89,1
595	89,05
600	89,0
612	88,85
616	88,75
622	88,55
631	88,4
638	88,2
646	87.9
657	87,55
666	87,0

Diese oben angeführten Zahlen sind die Mittelwerte einer größeren Anzahl von Beobachtungen. Die Temperaturwerte für Strahlen in der Nähe von Natriumlicht, nämlich ca. 589 $\mu\mu$, stimmen gut mit der früher von uns bestimmten Temperatur, 89,67^{0} C, überein, jedoch sind dieselben ca. 0,5^{0} niedriger. Diese neuen Werte sind auch ca. 1,8^{0} niedriger, als von Hutchinson und Tutton [1] angegeben.

Die Änderungen der Einachsigkeitstemperaturen mit der Wellenlänge sind graphisch in Fig. 3 dargestellt. Hier sieht man, daß

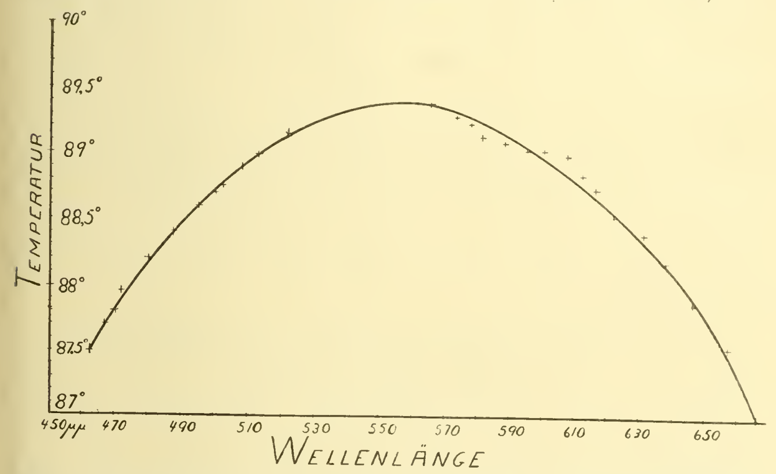


Fig. 3. Änderungen der Einachsigkeitstemperatur mit der Wellenlänge im Gips.

die Einachsigkeitstemperatur für Wellenlängen für ca. 560 $\mu\mu$ am höchsten ist, nämlich 89,4 +^{0} C. Hutchinson und Tutton beobachteten die höchste Temperatur für Wellenlängen von 570—575 $\mu\mu$. Dies ist jedoch eine ziemlich gute Übereinstimmung, da in der Nähe der Maximaltemperatur die Einachsigkeit für verschiedene Wellenlängen sich sehr rasch ändert, d. h. innerhalb eines Temperaturintervalls von nur 0,5^{0} tritt Einachsigkeit für Strahlen zwischen 510 und 605 $\mu\mu$ ein. In anderen Worten, hier ändert sich die Temperatur sehr langsam, die Wellenlängen aber sehr rasch, so daß man den von uns gefundenen Wert von 560 $\mu\mu$ und denjenigen von Hutchinson und Tutton, nämlich 570—575 $\mu\mu$, als gut übereinstimmend betrachten kann.

Diesen neuen Apparat wird man zweifelsohne für Beobachtungen bis zu Temperaturen von ca. 250^{0} gut anwenden können. Derselbe wird jetzt von R. Fuess in Berlin-Steglitz verfertigt.

Mineralogical Laboratory, University of Michigan, 20. Jan. 1914.

[1] Mineralogical Magazine. 1912. 16. p. 257—263.

Bemerkungen zu dem Aufsatz von Herrn Dr. R. Schreiter in Freiberg über „Sachsens Meteoriten".

Von **F. Heide.**

Heft 4 des Centralblattes gelangte verspätet in meine Hände, so daß ich mich erst jetzt zu den Bemerkungen von Herrn Dr. Schreiter über meine der seinen gleichnamige Arbeit äußern kann.

Zu dem Punkt I der Zusammenfassung seiner Arbeit kann ich Herrn Dr. Schreiter versichern, daß ich betreffs der meteorischen Natur des Nenntmannsdorfer Eisens derselben Meinung bin wie er. Die dieser Feststellung scheinbar widersprechenden Bemerkungen in meiner Arbeit stammen nämlich nicht von mir, sondern sind von meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Weinschenk, auf dessen Veranlassung die Arbeit veröffentlicht wurde, ohne mein Zutun — ich weilte damals nicht in München — in das Manuskript eingefügt worden. Ein Korrekturbogen ist mir seinerzeit nicht von der Druckerei zugegangen. Daraus erklären sich auch die große Zahl Druckfehler, die leider in der Arbeit stehen geblieben sind und von denen Herr Dr. Schreiter auch einen anführt.

Unter Punkt II stellt Herr Dr. Schreiter fest, daß der in meiner „weiteren" Arbeit, die drei Jahre vor der ebenbesprochenen niedergeschrieben wurde, angeführte sechste Meteorit identisch mit dem angeblich von Grimma stammenden sei. Ich gebe Herrn Dr. Schreiter auch hierin gänzlich recht, nur rennt er mit seiner Feststellung offene Türen ein. Bei meiner ersten Arbeit über die sächsischen Meteoriten stand mir nur ein Teil der sehr umfangreichen und weit verzettelten Literatur zur Verfügung. Diese mir zugänglichen Unterlagen erlaubten mir damals nicht, die beiden genannten Meteoriten zu identifizieren. Bei den weiteren literarischen Nachforschungen, die ich vor meiner zweiten Bearbeitung des Themas vornahm und zu denen mir die Bibliothek und die Räumlichkeiten des Kgl. Mineral. Museums im Zwinger in Dresden in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt wurden, ergab sich nun als erstes, daß die beiden Meteoriten identisch sind. Infolgedessen strich ich den angeblich 6. Meteoriten aus meiner Zusammenstellung und führte ihn in der zweiten Arbeit nicht wieder an.

Ich komme nun zu dem 3. Punkt, in dem Herr Dr. Schreiter meine Arbeit beanstandet, nämlich, daß die Härte des Bronzits aus dem Siderophyr von Breitenbach 6 sei. Zunächst danke ich Herrn Dr. Schreiter bestens für seinen liebenswürdigen Eifer, für einen angeblichen Fehler meinerseits erklärende Gründe anzuführen. Die Annahme, daß ich eine Analysennummer mit der Härteangabe verwechselt habe, geht jedoch etwas zu weit. Die Sache liegt

natürlich ganz anders. Ich habe mich bei meinen literarischen Nachforschungen nicht auf die vorzügliche COHEN'sche Meteoritenkunde verlassen, sondern habe auf die Originalliteratur zurückgegriffen. Wenn Herr Dr. SCHREITER die Liebenswürdigkeit hat, einmal in den „Philosophical Transactions of the Royal Soc. of London", **161**, in dem Aufsatz von STORY-MASKELYNE „Bronzite of the Breitenbach Siderolite" nachzuschlagen, wird er auf p. 360, letzte Zeile, den Satz finden: „The hardness is 6." An derselben Stelle führt MASKELYNE auch die von mir wiedergegebene Analyse des Bronzites an. Die Härteangabe in meiner Arbeit ist demnach gar nicht „unstatthaft", da die Härte in dem „vorliegenden Fall" wirklich bestimmt wurde.

Es freut mich, die Abweichungen der Arbeit von Herrn Dr. SCHREITER von meiner als Mißverständnisse aufklären zu können und so die völlige Übereinstimmung der Ergebnisse unserer beiden Arbeiten herbeizuführen.

Culmkohle in der nordsächsischen Grauwackenformation.

Von **P. J. Beger** in Leipzig.

Mit 2 Textfiguren.

Auf der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen findet sich die nordsächsische Grauwackenformation dem Untersilur eingereiht, wofür bei der völligen Fossilleerheit der Grauwackeschichten ihre Verknüpfung mit den silurischen Quarziten und Graptolithenschiefern der hohen Dubrau und des Caminaberges bei Weißig den Grund ausmachte.

Die geologische Übersichtskarte sowie die jüngeren Neuauflagen der Spezialblätter jedoch teilen die Grauwacke dem Culm zu. Das geschah hauptsächlich infolge der Untersuchungen, die E. WEISE, der vortreffliche Kenner des vogtländisch-ostthüringischen Culms, in der Görlitzer Gegend auf Veranlassung von H. CREDNER unternommen hatte. Er kam zu dem Ergebnis, daß die nordsächsische Grauwacke der vogtländisch-ostthüringischen in ihrem petrographischen Charakter völlig gleicht. Ausschlaggebend war schließlich, daß sie bei Görlitz mit typischem Culmkalk und Culmkonglomerat verknüpft ist [1].

Wenngleich ihr geologisches Alter dadurch hinlänglich sicher bestimmt ist, verliert doch der Fund von Kohlefragmenten an zwei

[1] Vergl. auch K. PIETZSCH, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. p. 82—96.

Punkten bei Kamenz nicht alles Interesse, insofern als dadurch eine paläontologische Bestätigung der auf petrographischem Wege erzielten Ergebnisse erlangt wird.

Das infolge seiner wohlerhaltenen Holzstruktur wichtigere der beiden Fragmente stammt vom Reinhartsberge bei Kamenz, dort, wo westlich von Sig. 200,6 die Buchstaben F b r. über einen kleinen, die Diluvialhülle durchstoßenden Grauwackebuckel gedruckt sind. Es wurde in dem zur Tuchfabrik von Müller u. Arnold gehörigen Garten beim Bau eines Wasserbassins im Kroßsteingrus gefunden, 1,80 m unter der Erdoberfläche. Dadurch dürfte gesichert sein, daß es nicht zufällig durch Menschenhand dahingekommen ist. Seine Dimensionen sind nur gering und überschreiten mit 2,5 cm Durchmesser und ca. 3,5 cm Länge kaum die Größe einer Walnuß. Davon entfällt ein geringer Teil auf eine sehr feinkörnige, infolge Verwitterung völlig gebleichte Grauwacke, die mit der Kohle durch Verzahnung innig verbunden ist. Sie baut sich aus feinstem Detritus von Quarz und zersetztem Feldspat auf, dem etliche Körnchen von Rutil, Zirkon, Apatit, blauem Turmalin und etwas reichlicherem Eisenerz beigemengt sind. Dazu treten zahlreiche winzige Muscovitschuppchen, die innerhalb der nordsächsischen Grauwackenzone für Kontaktmetamorphose durch den Granit bezeichnend sind. Auf Rissen ist die Gesteinsmasse in die Kohle hineingedrungen, während die Zellenräume des ehemaligen Holzes von Quarzsubstanz erfüllt sind, die sich sicherlich aus Lösungen niedergeschlagen hat. Wie einerseits das Gestein in die Kohle hineingreift, finden sich anderseits bis stecknadelkopfgroße Kohlepartikel in die Gesteinsmasse eingesprengt.



Fig. 1. Anthracitartige Steinkohle auf culmischer Grauwacke. $\frac{8}{7}$ nat. Größe. Reinhartsberg b. Kamenz i. Sa.

Die Steinkohle nun, die die Hauptmasse des Fragments ausmacht, erscheint im Längsbruch deutlich faserig, so daß man die Holzstruktur sehr gut wahrnimmt (vergl. Abbildung). Der Querschnitt läßt aufs beste die Jahresringe erkennen, zumal sich zwischen die einzelnen Ringe mit wohlerhaltener Holzstruktur oft anthracitartige Häutchen schieben, die, wenn eine derartige Schicht angebrochen ist, dem Stück das Aussehen von Glanzkohle geben. Ob und in welchem Maße metamorphosierende Einflüsse hierzu beigetragen haben, läßt sich am vorliegenden Fragmente nicht entscheiden.

Durch die Güte des Herrn Prof. Dr. Beyschlag ist in der Kgl. preuß. geol. Landesanstalt versucht worden, eine nähere Be-

stimmung der Holzart auszuführen. Es sei mir gestattet, auch an dieser Stelle aufrichtigst dafür zu danken. Leider ist infolge des Erhaltungszustandes die Erzielung eines Resultats nicht möglich gewesen. Nur soviel hat sich an einigen Stellen erkennen lassen, „daß ein Holzkörper von Gymnospermenstruktur vorliegt“. Nun sind, wie Herr Prof. BEYSCHLAG in seiner gütigen Mitteilung fortfährt, „Hölzer von derartiger Struktur älter als ober-, höchstens mitteldevonisch nicht bekannt“. Demnach dürfte WEISE's Annahme vom culmischen Alter der nordsächsischen Grauwackenformation zu Recht bestehen.



Fig. 2. Culmkalk mit zerpreßten Kohleschmitzen. Vergr. = 67.
Hutberg b. Kamenz i. Sa.

Das andere Fundstück stammt aus dem Wäldchen westlich von Sign. 293,1 am Hutberge bei Kamenz. Es wurde beim Fällen von Fichten durch deren Wurzeln aus dem Gehängeschutt heraufgebracht und ist neben seiner Kohleführung besonders dadurch interessant, daß seine mineralische Masse aus Carbonaten besteht, wodurch der Nachweis von Culmkalk auch für die Kamenzer Gegend geliefert wird.

Das in seiner Hauptmasse schwarzblau gefärbte Gestein ist völlig dicht und zeigt durch eingeschaltete Kohlehäutchen eine zarte, aber unregelmäßige Schichtung. Das charakteristische Aussehen von Culmkalk gewinnt es dadurch, daß es von zahlreichen weißen Calcittrümern von sehr verschiedener Dicke durchzogen

wird, und zwar ist der Kalkspat gewöhnlich feinfaserig ausgebildet. Außerdem befinden sich einige ca. $\frac{1}{2}$ cm starke Lagen von anthracitartiger Glanzkohle in dem Fragmente, die jede Spur pflanzlicher Struktur vermissen lassen.

Der Grund hierfür dürfte darin liegen, daß die Culmkalkschicht gleich allen in der Nähe anstehenden Grauwackeschiefern intensiv gefältelt ist, wie sich aus dem vorliegenden Stücke aufs beste erkennen läßt. Während bei dem Stück vom Reinhartsberge die Kontaktmetamorphose das Agens gewesen zu sein scheint, das der Steinkohle den anthracitartigen Charakter gegeben hat, ist es hier offenbar der Gebirgsdruck gewesen.

Auch u. d. M. erkennt man die Wirkung der Pressung: Ursprünglich zusammenhängende Kohlelagen sind in eckige Fragmente zerquetscht, um die die Carbonate dank ihrer hohen Plastizität herumgeflossen sind, so daß der Zusammenhang des ganzen gewahrt blieb (vergl. Abbildung 2). Die wenigen Quarzkörner, die das Gestein enthält, zeigen hingegen keine Druckwirkungen, da dessen einseitige Richtung durch den plastischen Teig aufgehoben worden ist.

Die Carbonate sind äußerst feinkörnig — vielleicht ebenfalls infolge der Pressung. Daher gewahrt man erst bei stärkerer Vergrößerung gewisse Unterschiede: Es finden sich feinfaserige Formen, die ohne weiteres an den schon bei mikroskopischer Betrachtung stenglig erscheinenden Kalkspat der weißen Trümer erinnern. In ihnen aber liegen bisweilen winzige Körnchen, die öfter rhomboedrische Schnitte zeigen. Erinnern sie dadurch schon an Dolomit, so weist der Mangel an Zwillingslamellierung und noch mehr die an der Lage der Becke'schen Linie erkennbare höhere Lichtbrechung auf diesen hin. Besonders reichlich tritt er innerhalb der durch Kohlepartikel dunkel gefärbten Gesteinsmasse auf, weniger in den Kalkspattrümern.

Eine wegen der Unsicherheit, mit der die Unterscheidung beider Mineralien im gewöhnlichen Dünnschliffe behaftet ist, vorgenommene chemische Prüfung bestätigte dieses Resultat. In kalter Salzsäure brausten nur die Trümer, nicht aber das grauschwarze Gestein, dessen Auflösung erst beim Erhitzen erfolgte. Eine quantitative Analyse wurde nicht ausgeführt wegen der ungleichmäßigen Verteilung von Kohle und Carbonaten, deren Mengenverhältnis wiederum infolge der Durchtrümerung mit Kalkspat stark schwankt. Doch ergab eine Fällung, daß schätzungsweise $\frac{1}{4}$ der Gesamtmasse aus Dolomit bestehen mag.

Zum Schlusse sei bemerkt, daß man bei Kamenz Steinkohle auch anstehend gefunden haben will, und zwar ebenfalls am Hutberge. Sie soll in dem Grundstücke Königsbrücker Straße 126 b beim Abteufen eines Brunnens in 32 Ellen Tiefe durchsunken worden sein und als 8—10 cm mächtiges Flöz im Streichen liegen.

Im Ofen hat sie große Hitze, aber wenig Asche gegeben. Eine Möglichkeit, diese — allerdings vertrauenswürdig erscheinenden — Aussagen nachzuprüfen, hat sich bisher noch nicht geboten.

Leipzig, den 13. Februar 1914.

Nachtrag. Soeben ist eine Mitteilung erschienen von E. Weise, Beitrag zur Geologie der nordsächsischen Grauwacken-formation. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913. 65. p. 587. Darin wird ebenfalls ein paläontologischer Beweis für das unter-culmische Alter der Lausitzer Grauwacken erbracht, insofern als E. Weise in dem Weiland'schen Steinbruch am Vogelsberge bei Kamenz eine Schicht von Grauwackeschiefer gefunden hat, die reich an Pflanzenhäcksel ist. Der Erhaltungszustand der Reste ist zwar im allgemeinen nicht besonders gut; doch sind sie nicht ganz unbestimmbar. Sterzel „glaubt sie als Cordaiten ansprechen zu müssen, am meisten erinnernd an *Cordaites palmaeformis*". Der Fundpunkt liegt dicht nördlich vom Kamenzer Hutberg, woher mein Kohleschichten enthaltendes Culmkalkfragment stammt.

Leipzig, am 8. März 1914.

Über die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Entgegnung an H. Stremme.

Von **R. Gans** in Berlin.

Auf die Entgegnung von H. Stremme auf meine unter obigem Titel erschienene Arbeit in dies. Centralbl. 1913, No. 22 und 23, habe ich folgendes zu erwidern:

1. Wenn alkalische Lösungen von SiO_2 und Al_2O_3 miteinander reagieren, so daß das Reaktionsgemisch nachher alkalisch ist, so tritt mit Sicherheit nach allen erwähnten Untersuchungen eine Konstanz zwischen Al_2O_3 und Base (CaO, MgO, K_2O, Na_2O) ein. Es entfällt auf 1 Mol. Al_2O_3 1 Mol. Base.

Zu einem konstanten Verhältnis zwischen SiO_2 und Al_2O_3 kommt es nicht, wenn wechselnde Mengen SiO_2 zugegen sind und die überschüssige Alkalität zu gering und daher nicht imstande ist, die über die stöchiometrischen Verhältnisse hinaus anwesende SiO_2 in kristalloider Lösung zu erhalten. Man erhält sodann, worauf ich ausdrücklich aufmerksam machte, eine Fällung, die aus einem Gemisch von Aluminatsilikat mit kolloidaler Kieselsäure besteht.

Es ist daher ohne jede Bedeutung, wenn das Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$ bei den von mir angeführten Versuchen zwischen 1,95 : 1 und 8,25 : 1 schwankt. Erst ein sehr großer Überschuß an freiem Alkalihydrat läßt ganzzahlige, aber wie bei den kristallisierten Zeolithen wechselnde Molekularverhältnisse (3 : 1, 4 : 1 usw.) erscheinen.

Aber wir müssen bedenken, daß auch dann ganzzahlige Molekularverhältnisse vorliegen können, wenn uns die Analyse scheinbar das Gegenteil angibt; das kann z. B. bei Gemischen der verschiedenen Verbindungen der Fall sein.

Nehmen wir an, wir hätten ein Gemisch, das zu einem Drittel aus Verbindungen a) $3\,SiO_2 . 1\,Al_2O_3 . 1$ Base und zu zwei Drittel aus Verbindungen b) $4\,SiO_2 . 1\,Al_2O_3 . 1$ Base besteht, so ist die Zusammensetzung des Gemisches:

a)	3 Mol. SiO_2 .	1 Mol. Al_2O_3 .	1 Mol. Base,
b)	8 „ „	2 „ „	2 „ „ .
Summe . .	11 Mol. SiO_2 .	3 Mol. Al_2O_3 .	3 Mol. Base

oder

$$= 3{,}67 \text{ Mol. } SiO_2 \,.\, 1 \text{ Mol. } Al_2O_3 \,.\, 1 \text{ Mol. Base.}$$

Wir erhalten somit bei der Analyse ein nicht ganzzahliges Verhältnis, und das wird so lange der Fall sein, bis wir imstande sind, die Verbindungen mit den verschiedenen Molekularverhältnissen von $SiO_2 : Al_2O_3$ voneinander zu trennen und jede gesondert für sich zu analysieren.

Das sind die Gründe, weshalb selbst ein inkonstantes oder nichtganzzahliges Verhältnis zwischen SiO_2 und Al_2O_3 nicht gegen die chemische Natur der wasserhaltigen Tonerdesilikate zu sprechen braucht.

2. Die hochinteressanten, von Stremme mitgeteilten Versuche von B. Aarnio bezüglich der gegenseitigen Ausfällung von SiO_2- und Al_2O_3-Hydrosolen in Abwesenheit von Elektrolyten sind für den vorliegenden Fall ohne Bedeutung, da in der Natur wohl nur in sehr seltenen Fällen die Bildung der natürlichen kolloidalen Tonerdesilikate und kaum jemals im Ackerboden ohne die Gegenwart von Elektrolyten erfolgen dürfte, abgesehen davon, daß Stremme selbst es dahingestellt sein läßt, ob die Übereinstimmung mit den natürlichen Verhältnissen „mehr als zufällig ist“.

3. Stremme legt Gewicht darauf, daß er bei seinen Versuchen „mehrfach die Umstände änderte“. Die mehrfach geänderten Umstände haben jedoch keinerlei Wert für die Entscheidung der in Frage stehenden Angelegenheit, wenn sie nicht verhindern können, daß die überschüssige Kieselsäure oder Tonerde willkürlich zur Abscheidung gelangt und die Fällungsprodukte verunreinigt, wie es bei den Versuchsanordnungen von Stremme der Fall ist. Man kann deshalb m. E. mit Aussicht auf Klärung der Sachlage nur

die von mir bevorzugten, die alkalische Reaktion berücksichtigenden Versuchsanordnungen benutzen.

4. Stremme tadelt weiter die ungewöhnliche Zusammensetzung z. B. des von mir untersuchten Analcims, nur 2 von den 56 Analysen in dem Handbuche von Hintze zeigten gleichen Wassergehalt usw. Demgegenüber möchte ich betonen, daß die Zusammensetzung der natürlichen Zeolithe hauptsächlich nur insoweit zur Aufstellung meiner Hypothese von der verschiedenen Bindung der Basen in den zeolithischen Silikaten gedient haben, als ich hieraus erkennen lernte, daß der Tonerdegehalt nicht immer für die Höhe des Austausches maßgebend ist. Die Grundpfeiler für die Berechtigung der Hypothese bilden jedoch nicht die quantitative Zusammensetzung der kristallisierten Zeolithe, sondern die ausgeführten synthetischen Versuche, welche die Nachbildung der zwei, bezüglich der Basenbindung voneinander verschiedenen Zeolitharten zum Gegenstand hatten. Bei den letzteren fanden aber natürliche Zeolithe keine Verwendung. Erst später (im Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. 1906) habe ich dann zum weiteren Ausbau der Hypothese auf Versuche mit Zeolithen zurückgegriffen.

Die Zeolithe habe ich hinsichtlich ihres Austausches binnen kurzer Zeit unterschieden, niemals aber sie in austauschende und nichtaustauschende Zeolithe getrennt. So habe ich von den untersuchten Natrolith und Analcim nur behauptet, daß sie binnen kurzer Zeit nicht austauschen; ihren Austausch bei höherer Temperatur habe ich überhaupt nicht geprüft, dagegen habe ich vergeblich versucht, sie bei höherer Temperatur in schneller austauschende Zeolithe umzuwandeln, deren Austausch ich jedoch dann bei gewöhnlicher Temperatur prüfte. — Der von Lemberg und Thugutt konstatierte Austausch des Analcims bei höherer Temperatur kann also in keiner Weise in Widerspruch mit meinen Untersuchungen stehen, da ich nur den Austausch binnen kurzer Zeit und bei gewöhnlicher Temperatur prüfte.

Es erscheint mir außerdem bei der infolge ihres Austausches leicht in hohem Grade schwankenden Zusammensetzung der Zeolithe gewagt, einen Einwurf darauf zu begründen, daß zwei von den untersuchten Zeolithen eine von der gewöhnlichen z. T. abweichende Zusammensetzung besitzen.

Aus meinen Versuchen geht also nicht hervor, wie Stremme annimmt, daß nur ein Teil der Zeolithe austauscht, sondern vielmehr, daß ein Teil derselben schnell, der andere langsam austauscht. Versuche anderer Forscher beweisen, daß unter gewissen Umständen allen Zeolithen das Austauschvermögen eigen ist. Somit liegt, auch von diesem Standpunkt betrachtet, kein Hinderungsgrund vor, die Aluminatsilikate als zeolithische zu bezeichnen.

5. Um die Gleichartigkeit des Permutits mit den austauschenden Silikaten der Ackererde hervorzuheben, sei noch folgendes erwähnt:

G. Wiegner [1] kommt auf Grund seiner Untersuchungen des Austausches der Permutite zu der Ansicht, daß die Verhältnisse bei den Permutiten und den SiO_2-Al_2O_3-Gelen der Ackererde die gleichen sind. Zu ähnlichem Schluß gelangt D. J. Hissink [2] bei seinen Untersuchungen der Systeme Ammoniumpermutit — resp. mit Ammoniak gesättigter Tonboden — Wasser — CO_2.

Daß Wiegner auf Grund der von mir nicht als berechtigt angesehenen Verwendung der Freundlich'schen Formel zu dieser Ansicht gelangt, ändert natürlich nichts an der Tatsache, daß sich die Permutite und die anstauschenden Silikate der Ackererde übereinstimmend bei seinen Versuchen verhielten.

6. Die Entscheidung über die Natur der kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikate ist auf physikalisch-chemischem Gebiete gefallen, und zwar durch die Feststellung der Gleichgewichtszustände bei den Austauschprozessen (und auch bei den Absorptionsprozessen gegen Ammoniumhydratlösung).

Aus den von mir angegebenen Anstauschversuchen der Permutite mit verschiedenen Konzentrationen derselben Menge des Absorbendums, bei deren Wiederholung durch K. Muenk wiederum (entgegen den Absorptionsgesetzen) der gleiche Anstausch resp. die gleiche Absorption festgestellt wurde, geht unzweideutig hervor, daß sich die Permutite nicht wie Absorptions-, sondern wie chemische Verbindungen verhalten. Denn bei diesen Versuchen hätte (nach den Absorptionsgesetzen) der Konzentrationsänderung der umgebenden Flüssigkeit auch eine Konzentrationsänderung des Absorbens (der Permutite) folgen müssen, was jedoch nicht der Fall war.

Hieraus ergibt sich, daß die (scheinbaren) inkonstanten Molekularverhältnisse zwischen SiO_2 und Al_2O_3 vermutlich auf die oben (unter 1) angeführten Ursachen zurückzuführen sind.

Auf Grund obiger Ausführungen sehe ich mich berechtigt, meine früher geäußerten Ansichten über die Natur der kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikate in allen Punkten aufrecht zu erhalten.

Berlin, Labor. f. Bodenkunde der Kgl. Geol. Landesanstalt, April 1914.

[1] G. Wiegner, Journ. f. Landw. 1912. **60**. Heft 3. p. 222.

[2] D. J. Hissink, Landw. Versuchsst. 1913. **81**. p. 377—432.

Über Glazialspuren im oberen Breggebiet und in den benachbarten Gegenden des mittleren Schwarzwaldes.

Von **Th. Buri** in Mannheim.

Mit 2 Textfiguren.

Der mittlere Schwarzwald wird im Süden von der Dreisam, im Norden von der Kinzig begrenzt. Seine Hauptmasse streicht mit einem westlichen, manchmal etwas unterbrochenen, und einem östlichen, fast gleichmäßig sich auf 1100 bis 1150 m erhebenden Kamme ungefähr N—S, einige Rücken, besonders im Süden, NW—SO.

Auf seinem Ostkamme und seiner östlichen Abdachung entspringen mit zahlreichen Nebenbächen Brigach und Breg, die Quellflüsse der Donau. Die folgenden Untersuchungen beziehen sich hauptsächlich auf das Bergland der oberen Breg. Es wird auf den 1903 veröffentlichten Blättern Neustadt und Furtwangen der geologischen Spezialkarte von Baden dargestellt. Wir werden bei einigen Beobachtungen auch die nördlich anstoßenden Blätter Triberg (1899) und Elzach (1909) heranziehen.

Auf Blatt Neustadt sind die vom südlichen Schwarzwald vorgeschobenen Moränen und Schotter angegeben, noch nicht aber Spuren von Gletschern, die im Kartengebiete selbst ihren Ursprung hatten. Anders auf dem angrenzenden Teile und im ganzen Bereich von Blatt Furtwangen. Da werden kräftige Anzeichen von Gletschern beschrieben, die in nächster Nähe, also im mittleren Schwarzwald selbst, entstanden. Nun besitzen die Blätter Neustadt und Furtwangen wie im allgemeinen, so besonders in ihrem gemeinsamen Randgebiete, ein durchaus gleichartiges, orographisches Gepräge. Deshalb erwartet man mindestens für das nördliche, womöglich sogar für das ganze Blatt Neustadt den Nachweis ähnlich deutlicher, glazialer Formen wie auf Blatt Furtwangen. Dieses Problem zu lösen, muß um so aussichtsreicher erscheinen, als bis zur Bearbeitung des Blattes Neustadt großartige und typische Glazialreste nur vom südlichen und vom nördlichen Schwarzwald beschrieben waren. Da ist es begreiflich, daß ein sicheres oder abschließendes Urteil über die Glaziallandschaft des mittleren Schwarzwaldes, bei ihrer Eigenart gegenüber den glazialen Typen in den beiden anderen Gebirgsteilen, nicht von einem einzelnen Blatte ausging. Ein brauchbares Ergebnis konnte nur die vergleichende Betrachtung eines ausgedehnten Gebietes liefern.

Von den Resultaten einer solchen Überschau über die Ostseite des mittleren Schwarzwaldes folgen hier die wichtigsten.

Eine Basis für unsere Untersuchungen, gewissermaßen den Nachweis dafür, daß, und besonders in welchem Umfange, es sich auch für den m i t t l e r e n Schwarzwald um das Problem der früheren Vergletscherung handelt, möge uns Blatt Elzach liefern. Als die jüngste Veröffentlichung berücksichtigt es (neben Blatt

Furtwangen) unseren Gegenstand wohl am vollständigsten. Es stellt den nördlichen Teil des östlichen Hauptkammes dar, der sich in der Rohrhardtsberg-Gruppe immer über 1100, mehrmals sogar über 1150 m stattlich und breit erhebt. Vom Westabhang dieses Gebirgsstockes beschreibt SCHNARRENBERGER (Erl. zu Blatt Elzach, p. 49) einen mächtigen, schluchtartig durchsägten Riegel im oberen Haslach-Simonswald am Kostgefäll und fügt hinzu: „STEINMANN[1] hält die Depression[2] für das untere Ende der 2. Phase. Dieses läge hier zwischen 860 und 870 m." Fast die gleiche Höhe läßt sich nach SCHNARRENBERGER auch auf der Ostseite des Kammes im Oberlauf der Elz etwas unterhalb der Stelle erkennen, wo der Fluß aus einem sehr breiten, durch ausgedehnte, tiefe Moore, durch Rundhöcker und durch stellenweise „deutlich moränenartige Massen" als glazial gekennzeichneten Hochtal plötzlich in ein typisches, steiles Erosionstal (Wasserfall) abstürzt. Als jüngere Stadien sind offenbar die ebenfalls a. a. O. erwähnten, oft teller- bis karartigen und bisweilen von mehr oder weniger deutlichen Riegeln abgeschlossenen, meist sumpfigen Depressionen an der Nord- bezw. Ostseite des Rohrhardtsberges anzusehen, z. B. beim Wehrlemarteshof (950 m), am Vogelhof (984 m) und am Schänzlehof (1030 m). Mir ist aufgefallen, daß die $3\frac{1}{2}$ km lange und $\frac{1}{2}$ km breite glaziale Wanne der Oberelz an ihrem unteren Ende von einem bis 958,7 m hoch liegenden Hügel, dem sog. Mühlebühl der Spezialkarte, zu einem so großen Teil riegelartig verschlossen wird, daß für den Fluß nur auf der rechten Talseite ein ziemlich enger, nach SCHNARRENBERGER wie gesagt bis auf 850 m hinab glazial geformter Abfluß bleibt. Eine Erklärung dieses Hügels werde ich weiter unten zu geben versuchen, nachdem wir eine Reihe ähnlicher Bildungen kennen gelernt haben. Zunächst sollte nur gezeigt werden, daß bereits SCHNARRENBERGER am Rohrhardtsberg glaziale Stufen in 850, 950, 985 und 1030 m (auch 1060 m an der Sauermatte) unterschied. Ich möchte aber nachweisen, daß diese Stadien nicht nur Blatt Elzach, sondern auch das ganze übrige Gebiet des östlichen Kammes beherrschen, soweit es ungefähr die Höhe 1100 m einhält.

Meine Übersicht beginnt auf Blatt Neustadt[3] mit dem Fahlenbach. So heißt der letzte rechte Seitentobel der Urach

[1] Laut handschriftlichen Aufzeichnungen, die SCHNARRENBERGER erwähnt. Die Depression hinter dem Riegel entspräche demnach wohl dem Titisee. Über die Phasen vergl. STEINMANN, Die Eiszeit. Leipzig 1910. p. 68.

[2] Gemeint ist die Depression hinter dem Riegel.

[3] Die glazialen Formen von Bl. Furtwangen bringe ich, obwohl sie z. T. schon kartiert sind, deshalb später, weil ihr Verständnis durch die bisher noch nicht bekannten Äquivalente auf Bl. Neustadt besser ermöglicht wird.

direkt vor ihrer Vereinigung mit dem Eisenbach unweit Hammerweisenbach im Bregtal. Der Fahlenbach entspringt da, wo sich ein östlicher Ausläufer des östlichen Hauptkammes vor dem Absturz in den Eisenbach noch einmal zu einem fast plateauartig breiten Rücken von 1100 m erhebt (1098,3 und 1099,5 m). Bei der Mündung ins Urachtal, in dieses ganz auffällig hineinragend, erheben sich sehr deutliche Granitrundhöcker bis zu 20 m über die Urach. Sie kommen auf der Generalstabskarte (No. 644 Freiburg i. Br.) am Dilgershof bei Hammereisenbach (in der nordöstl. Ecke) so schön zur Geltung, daß ich schon dadurch auf sie aufmerksam wurde. Begibt man sich zwischen ihnen hindurch ins Fahlenbachtal hinein, so befindet man sich alsbald in einer ausgesprochenen Depression und sieht, wie diese von den Rundhöckern bogenförmig nach außen geschlossen wird. Bei weiterem Aufstieg erkennen wir leicht die Ursache der Bildung in einem steilen Abfall, den das Eis zurücklegen mußte, von 900 m an bis zu den Riegeln (820 m). An deren Außenseite liegt am Dilgerhof eine Blockanhäufung, welche auf der Spezialkarte als Absturzmasse eingezeichnet ist; es könnte sich aber bei den oft reichlich über 1 m großen Geschieben recht wohl um den Rest einer Moräne handeln. Der mittlere Fahlenbach wird über dem Abbruch bei 900 m flach und breit mit U-förmigem Querschnitt. Bei 960 m begegnen wir einer Talverengung, die sich (wohl 20 m hoch) steil hinaufzieht, bis wir unvermittelt eine typische, breite, flache Wanne erreichen. No. 1 unserer beiden Textfiguren soll diese einfache glaziale Stufe schematisch darstellen.

Die schwachen Anzeichen eines noch höheren Gletscherstandes im Fahlenbach will ich übergehen und die ausgezeichnete Ausprägung der 950 m-Stufe im südlich anstoßenden Teil von Bl. Neustadt, an der Kammstrecke Steinbühl—Hochberg—Bossenbühl beschreiben. Ich konnte hier in mehreren Tälern bei 940 bis 960 m einen deutlichen Absturz erkennen, und zwar so, daß offenbar auch die Exposition nach den verschiedenen Himmelsrichtungen zur Geltung kommt. In nördlicher (weiter oben östlicher) Richtung ziehend, fällt der Eisenbach bei ungefähr 940 m in einer beinahe senkrechten Stufe, ganz ähnlich derjenigen des Fahlenbaches, ab und bildet eine kleine Schlucht, wie es die beiden Textfiguren unter No. 2 zeigen. Die Querschnitte der Abb. 2 kommen dem wirklichen Anblick sehr nahe. Gerade so, wie es in Abb. 2,2 die ausgezogene Linie zeigt, treten auch bei Bad Eisenbach die Talwände — von unten her gesehen — ganz unvermittelt kulissenartig zusammen. Die Erhebung der so gebildeten höheren Talstufe über die untere ist in der Figur durch den Buchstaben S dargestellt. In dem von Westen kommenden Hauptzufluß oberhalb bei Bad Eisenbach ist ganz schwach bei 978,2 m, sehr deutlich aber, in Form einer kräftigen Steilstufe, bei 1030 m die

Spur je eines weiteren Gletscherstandes zu erkennen. Die Phase bei 1030 m erzeugte den mächtigen, beinahe kesselförmigen Zirkus-Talschluß am Hellenwanderhof. Dazu gehört auch offenbar die ganz ähnliche Zirkusmulde gleich daneben am Ebenenmooshof. Diese beiden typischen Formen kommen auf der Spezialkarte wie auf der Generalstabskarte schön zur Geltung.

Eine Parallele zu den Phasen am obersten Eisenbach finden wir im „Treiben“; so heißt ein vom Steinbühl nach N zur Schollach hinabziehendes Tälchen. Seine Mündung liegt bei 950 m und ist (entsprechend dem Steilabsturz bei Bad Eisenbach) durch einen mächtigen Gneisriegel mit Sign. 955,5 verschlossen. Dieser ist nicht in der Mitte, sondern ganz an der rechten Talflanke schluchtartig durchbrochen. Wir sehen das im Schema 2 der Abb. 1

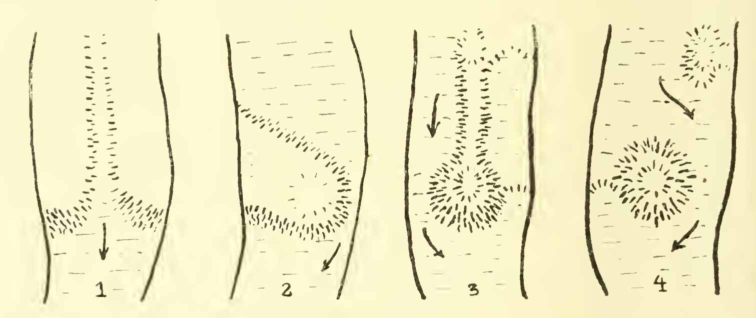


Fig. 1.

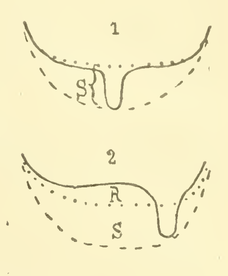
Glaziale Stufen (1), Riegel (2) und rundhöckerartige Erhebungen (3, 4) bei 950 m Meereshöhe im mittleren Schwarzwald. Schematisch. Pfeile = Wasserläufe.

und 2 dargestellt, wobei nur — anderen Beispielen folgend — die Erosionsrinne auf der linken Talseite wiedergegeben ist. Das oberste Treiben hat die Gestalt eines großen, glazialen Kessels, enthält Moorbildungen und ist gegen abwärts durch einen ziemlich gut erhaltenen, kleineren Felsriegel abgegrenzt.

Als weiterer Riegel der 950 m-Stufe, auf die es mir besonders ankommt, im Gebiete des Kammes Steinbühl—Hochberg sei der „Beerenschachen“, mit 964,0 m bei südwestlicher Exposition, genannt. Er verschließt einen zum Langenordnachtal führenden Tobel und entspricht auch dem Schema 2 unserer Fig. 1 und 2. Gleich über dem Beerenschachen sah ich noch eine höhere Stufe bei 993,8 m, vielleicht zu der des Vogelhofes im Oberelztal passend, ziemlich deutlich ausgebildet. Zur Höhe 950 m, zum gleichen Gebiet und zur gleichen Art (Schema 2) gehört noch der wallförmige, mächtige Riegel aus Gneis mit der Bezeichnung 956,8 am Bühlhof bei Waldau. Er trennt das Obertal vom Untertal.

Sowohl dieser „Bühl“ als auch der Beerenschachen sind auf der linken Talseite, als der im Haupttal tiefer liegenden, geöffnet. Dem gleichen Gesetz gehorcht der Durchbruch der Schwelle an der Mündung des „Treiben“ auf der rechten Seite. Die drei letztgenannten schönen Typen einer 950 m-Stufe kommen auf der Generalstabskarte (Bl. 644 Freiburg) in gleich vollkommener Weise zur Darstellung wie auf der Spezialkarte; nur fehlt auf ersterer die Bezeichnung „Beerenschachen“, dafür diene das f der Bezeichnung Kettererhof in Langenordnach zur Auffindung.

Nicht sehr weit, kaum drei Wegstunden von den eben beschriebenen Riegeln, liegt im Bärental ein ähnliches, sehr bekanntes Gebilde[1], welches den Absturz vom oberen Bärental, dem sog. Rotwasser, ins untere vermittelt. Auch dieser Riegel ist seitlich stark erodiert und verdient auch infolge seiner Höhenlage (928,2 m) hier wenigstens erwähnt zu werden.



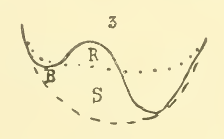


Fig. 2.
Glaziale Stufen (1), mit Riegel (2), mit Rundhöcker (3). Mittl. Schwarzwald bei 950 m. Schematische Querschnitte: Ausgezogene Linie = Umriß in der Stufe, punktiert = oberhalb, gestrichelt = unterhalb einer Stufe[2].

Wären schon die so nahe beieinanderliegenden und gut übereinanderstimmenden Stufen auf Bl. Neustadt mit ihren zirkus- und kesselförmigen Talschlüssen im Hintergrunde unzweifelhafte Zeugen ehemaliger Vergletscherung bis mindestens 950 m hinab, so werden wir in dieser Auffassung noch bestärkt, wenn wir unsere Beobachtungen auf das nördlich anstoßende Blatt Furtwangen ausdehnen. Hier findet sich — um nur einige Beispiele herauszugreifen — im „Langgrund“, einem linken Seitentobel des obersten Linachtales, in gut übereinstimmender Höhenlage wieder unsere glaziale Stufe, dieses Mal aber (Schema 3 beider Figuren) ist der obere Talboden auf beiden Seiten durch Erosionsfurchen von den Talwänden losgetrennt. Daher zieht von der ehemaligen höheren Talstufe nur noch ein kleiner Grat ein Stück weit talaufwärts. Das zeigt uns Fig. 1,3. Am unteren Ende ist der Grat etwas verbreitert und erhöht durch einen Rundhöcker und stürzt von da (bei ca. 980 m Meereshöhe) wohl 15 m steil ab. Hierdurch wäre schon ohne weiteres die Zugehörigkeit zu den beschriebenen Stufen

[1] Vergl. Steinmann, Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwalde. Festprogramm der Universität Freiburg 1896. p. 216.

[2] Die ausgezogenen Umrißlinien geben zusammen mit den gestrichelten auch einen Begriff, wie die Erhebungen aussehen, wenn man sie talaufwärts erblickt.

und Riegeln bei 950 m auf Bl. Neustadt gegeben, wenn nicht noch eine Anzahl solcher Bildungen in dieser Höhenlage auf Bl. Furtwangen vorkämen. Der Unterschied zwischen dem Grate mit Rundhöcker im Langgrund und den früher beschriebenen Formen besteht wesentlich nur in der Ausbildung eines kleinen Rundhöckers am Rande der Stufe. Das Wasser mußte später den Rundhöcker umgehen und konnte also auf beiden Seiten Erosionsrinnen erzeugen. Von diesen beiden ist allerdings immer, also auch im Langgrund, nur die eine vollständig ausgebildet. Die Aufragung im Langgrund ist auf Bl. Furtwangen als eine der „rundhöckerartigen Erhebungen in den Talsohlen" ausgezeichnet. Sie werden in den Erläuterungen (p. 28) als „Buckel bis zu 100 m und darüber im Durchmesser" erwähnt, welche „auffällig an die Rundhöckerbildungen notorischer Glazialgebiete erinnern". Nach einem Vergleich mit den durchaus entsprechenden glazialen Stufen auf Bl. Neustadt ist es aber nicht zweifelhaft, daß der Hauptteil der Buckel nicht der Rundhöcker, sondern der durch die Erosion auf zwei Seiten angeschnittene Steilabfall ist; dieser trägt eben nur einen Rundhöcker. Der Abfall des Rundhöckers geht gewöhnlich in den durch die Erosion erzeugten über, so daß es dann allerdings nicht möglich wird, den Rundhöcker zu trennen. Er hebt sich vielmehr nur in vereinzelten Fällen ab, wie z. B. im Langgrund, wo er nach rückwärts in den erwähnten Grat ausläuft, und läßt dann an dem geringen Betrag seiner Höhe keinen Zweifel aufkommen. Schwerlich dürften die Rundhöcker auf Bl. Furtwangen 5 m Höhe erreichen oder gar übersteigen; die glaziale Stufe bei 950 m freilich, die sie krönen, erhebt sich schon auf etwa 15 m. (Schluß folgt.)

Glazialgeologische Exkursionen des XII. Internationalen Geologenkongresses zu Toronto 1913.

Von **Wilhelm Wolff.**

Mit 2 Textfiguren.

(Fortsetzung.)

4. Exkursion von Vancouver nach Yakutat und Glacier Bay, Alaska.

An die Transkontinentalreise und den Besuch der Insel Vancouver schloß sich die Exkursion C 8 von Vancouver nach der Yakutatbucht in Alaska und nach dem Yukongebiet an. Es war ein besonderes Entgegenkommen der Kongreßleitung, daß diese Exkursion, die dem ersten Zirkular zufolge nur das Yukongebiet und einige Teile der britisch-kolumbischen Küste besuchen sollte, auf das so nahe gelegene Gebiet an der Yakutat Bay aus-

gedehnt wurde, obwohl dieses nicht zu Kanada, sondern zur Union gehört, und es war ein dankenswertes Entgegenkommen des Herrn LAWRENCE MARTIN, daß er, der durch gemeinsame Forschungen mit dem leider zu früh verstorbenen RALPH S. TARR mit dieser Gegend aufs beste vertraut ist, die Führung unserer Exkursion dortselbst übernahm. Leider ist freilich, weil es sich um einen Abstecher auf nichtkanadisches Gebiet handelte, der Besuch der Yakutatbucht sehr kurz bemessen und durch ein navigatorisches Mißgeschick noch weiter gekürzt worden. Auch kann nicht verschwiegen werden, daß die durch den Text des Programms erweckte Erwartung eines Besuches des Malaspinagletschers und seiner Moräne nicht erfüllt wurde und offenbar nicht so geplant und vorbereitet war, wie es den Anschein hatte. Dieser Besuch wäre zwar schwierig, bei dem herrschenden günstigen Wetter aber möglich gewesen. Der Malaspina, als der größte und merkwürdigste Piedmontgletscher der Welt, hat für den Diluvialgeologen die allergrößte Bedeutung, und sein Besuch läßt sich sehr schwer verschmerzen, ganz besonders für solche, die wesentlich seinetwegen die weite Reise von Europa angetreten und die großen Kosten der Sonderexkursion darangesetzt hatten.

Auf kanadischem Gebiet führte Herr MC CONNEL; auch nahm Herr R. W. BROCK, der Chef der kanadischen geologischen Landesuntersuchung, daran teil.

Am Abend des 28. August verließen wir auf dem von der Canadian Pacific Railway Co. gestellten neuen Dampfer „Princess Maquinna" den Hafen von Vancouver und fuhren nach Norden. Am folgenden Vormittag gab es einen kurzen Aufenthalt in der Alert Bay am Nordende von Vancouver, wo sich eine interessante thlinkitische Niederlassung mit grotesken Totempfählen vor den Holzhäusern befindet. Am Morgen des 30. August wurde Prince Rupert in Britisch-Columbia, nahe der Alaskagrenze, erreicht. Diese junge Stadt mit vorzüglichem Hafen ist als Endpunkt der ihrer Vollendung entgegengehenden nördlichen Transkontinentallinie, der Grand Trunk Pacific-Bahn, erbaut. Die Bahnlinie durcheilt das Küstengebirge in dem langen Tal des Skeenaflusses, der nahe südlich von Prince Rupert mündet. Die junge, zurzeit 5000 Einwohner zählende Stadt, ist auf sehr uneben ansteigendem Bergboden erbaut, durch den die Straßen ohne Rücksicht auf Schwierigkeit in amerikanischem Quadratsystem durchgesprengt werden. Das Gestein ist ein Glimmerschiefer unbekannten (triadisch bis paläozoischen, am wahrscheinlichsten obercarbonischen) Alters. Das Seeklima hat an der ganzen kolumbischen Küste und weit nach Alaska hinauf einen erstaunlich üppigen Waldwuchs (durchweg Nadelholz) erzeugt; bei Prince Rupert sieht man Tannen und Cedern mit dichtem Unterholz. MC CONNEL[1] erwähnt als Haupt-

[1] Guide Book No. 10. p. 13.

bäume die Hemlockfichte (*Tsuga Mertensiana*), die Sitkafichte (*Picea Sitchensis*), die Weißtanne (*Abies grandis*), die gelbe Ceder (*Chamaecyparis nootkatensis*), die rote Ceder (*Thuya gigantea*) und eine Pappel (*Populus trichocarpa*). Der Felsboden ist allenthalben mit einer handhohen Schicht von Waldtorf bedeckt, auf der ein dichtes, nasses, lebendes Moospolster liegt.

In Prince Rupert teilte sich für kurze Weile die Exkursionsgesellschaft. Eine Partie unternahm mit der Bahn einen Ausflug in das Skeenatal hinauf bis Hazelton, wo in der Nachbarschaft des Coast Range-Batholithen Kupfererze und silberführende Bleierze vorkommen. Die andere Partie besuchte mit der „Maquinna" die Granby Bay am Observatory Inlet, einem tief ins Land eingreifenden Fjord nahe der Alaskagrenze. An dieser Bay befindet sich eine mehr oder minder metamorphosierte mächtige Tonschiefermasse, die von Mc Connel[1] als eingesunkenes Dachstück des Coast Range-Batholithen aufgefaßt wird und allseits von granitischen Gesteinen umgeben ist. Diese Tonschiefermasse ist stark mineralisiert und es hat sich hier die Hidden Creek-Mine angesiedelt. Gegenstand des Bergbaus bilden zwei eng benachbarte mächtige Körper von Sulfiden, vornehmlich Pyrit und Kupferkies in wechselndem Mengenverhältnis. Nach Besichtigung der noch jungen Grubenaufschlüsse und der im Bau begriffenen Kupferhütte am 31. August kehrten wir nach Prince Rupert zurück und setzten spät abends nach Aufnahme der Hazelton-Ausflügler die Reise nach dem Norden, zunächst nach Juneau, fort.

Die Küstenstrecke von Vancouver bis Juneau und von dort westwärts bis zum Kap Spencer ist von eigenartigem Charakter. Es soll hier nicht auf ihren geologischen Bau und die Zusammensetzung nach Formationen eingegangen werden, da dies von uns auf der raschen Reise nicht speziell studiert wurde und sich im Guide Book No. 10 und auf dessen Kartenbeilagen soweit dargestellt findet, als die gegenwärtige Kenntnis reicht. Es ist vielmehr die fesselnde äußere Erscheinung, die zu Erläuterungen Anlaß gibt. Die südliche Alaskaküste und die Columbiaküste sind beide durch ein reich verzweigtes System von Wasserstraßen, Fjorden und Sunden, Buchten und Weitungen zerfurcht, und dazu gehört ein Archipel aus hunderten von Inseln aller Größen, von der blinden Schäre und dem kleinen, nackten Felseiland bis zur ländergroßen Gebirgsinsel. Auf der ganzen, 1400 km langen Strecke von Vancouver bis Cap Spencer am Nordende des Alexander-Archipels gibt es nur drei breitere Eingänge für die hohe Dünung des Pacific, die dem Reisenden Unbequemlichkeiten verursachen können, nämlich der Queen Charlotte-

[1] Guide Book No. 10. p. 162 ff.

Sund, Millbank-Sund und Dixon Entrance, und der breiteste derselben, der Queen Charlotte-Sund, ist nicht weiter als die Strecke von Cuxhaven nach Helgoland (60 km). Man könnte mit einem Segelboot ohne sonderliche Gefahr die ganze Küste bereisen. Die wechselvollen Szenerien immer neuer, bald wolkenhoher, bald niedrigerer Gebirgsufer, die Blicke auf entfernte Inselsilhouetten, auf Schneespitzen über dunklen Nadelwäldern, auf Kare und Rundbuckel, auf trogförmige Talöffnungen — Höhlungen einstiger Gletscher —, auf Hängetäler, Bergschultern und Ecken, all dies könnte an das skandinavische Nordland erinnern, wenn nicht das reichere Waldesgrün, das ohne Unterbrechung den Strand einfaßt, sowie die treibenden Stämme und Äste in den dunklen Wassern das ganze Bild etwas freundlicher gestalteten. Das Auge beginnt alsbald gewisse Einheiten in dieser Berg- und Inselwelt zu erfassen und verschiedene Erosionszyklen zu unterscheiden[1]. Sowohl die höchsten Spitzen und Grate, die in der Eiszeit über den Gletscherspiegel hervorragten, wie die breiteren Bergmassen zwischen den Tälern erscheinen als Überreste mehrerer, vielleicht

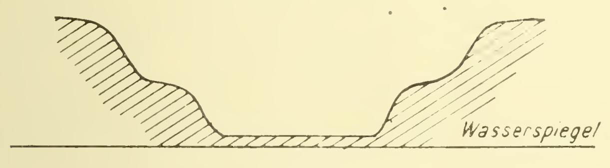


Fig. 1.

niemals vollendet gewesener Peneplains aus tertiären Zeitaltern. Den großen Stil in die Einzelmodellierung hat die Eiszeit gebracht, deren mächtige Hand überall sichtbar ist. Hie und da fällt der Blick auf lange, bewaldete Vorebenen in geringen Höhen über dem Meere, die wohl postglazialen Hebungen ihr Dasein verdanken[2], und selten tritt dazwischen an der Küste das ähnlich geformte, aber felslose Delta eines Flusses. Man beginnt wohl auch darüber zu grübeln, in welcher Art und Abstufung sich die

[1] Das Mündungsprofil eines Seitentales des Portland-Kanals an der Grenze von Britisch-Columbia und Alaska zeigt z. B. zwei Erosionszyklen.

[2] Übrigens ist es sehr fraglich, ob dieses ganze große Gebiet über 10 Breitengrade hinweg von den gleichen Bewegungen in der Postglazialzeit betroffen ist. Neben Hebungen mögen auch Senkungen einzelner Blöcke erfolgt sein, oder es mögen beide Bewegungsarten abwechselnd den Boden ergriffen haben. F. E. Wright macht (Guide Book No. 10. p. 42) darauf aufmerksam, daß die Gegend von Glacier Bay mit ihren untergetauchten Baumstümpfen offenbar im Sinken begriffen ist. Auf der Admiralty-Insel dagegen hat man blauen Ton mit rezenten Fossilien in 200 Fuß (60 m) Meereshöhe gefunden.

Formen dieser eingetauchten Landschaft unter dem Meeresspiegel fortsetzen, und welche neuzeitlichen Ablagerungen unten auf den vielgestaltigen Gründen liegen mögen. Aber über und unter Wasser, an Hand der Land- und Seekarten, endet die Überlegung schließlich vor zahlreichen ungelösten Problemen, und unter den jetzt noch fortwirkenden formbildenden Kräften ist es dann eine, die dem Reisenden besonders deutlich wird, das ist die Gezeitenbewegung, die sich in den engen Straßen oft in geradezu reißende Strömungen umsetzt. Vom Bord des Schiffes sieht man, scharf an den Gestaden markiert, die Flutgrenze, die zugleich die Vegetationsbasis ist, man sieht den Strom um die Riffe im Fahrwasser rauschen und quirlen und fühlt, wie er das Schiff je nach der Tageszeit hemmt oder beschleunigt.

An der columbischen Küste liegt die Waldgrenze gegenwärtig etwa 1210 m über dem Meere. Die Fjorde haben Tiefen zwischen 150 und 450 m und gelten als alte, zum Teil tektonisch bedingte Täler, die von den eiszeitlichen Gletschern ausgeschliffen und, möglicherweise bis zu einem gewissen Grade submarin, vertieft worden sind. Unter den Flüssen gibt es einige, wie den Skeenafluß, die älter sind als die Küstengebirge, in der Zone der inneren Hochflächen entspringen und das Gebirge durchqueren. In der Eiszeit war das innere Hochland im Skeenagebiet bis 6000 Fuß (= 1828 m) Meereshöhe mit südwärts fließendem Eis erfüllt. Gewaltige Talgletscher drängten sich westwärts durchs Gebirge. Am Ende dieser Periode drang das Meer ziemlich weit ins Skeenatal und verwandelte dessen unteren Teil in ein Ästuar. Spätere Hebung um mindestens 500 Fuß (152,4 m) steigerte Gefäll und Erosionskraft des Flusses und führte zur Ausräumung des Tales durch Abtragung der bis 60 m dicken Grundmoränen und der fossilleeren Ästuarbänke, von denen nur noch terrassenförmige Reste stehen.

Zwischen Prince Rupert und Skagway an der südöstlichen Alaskaküste sinkt die Waldgrenze auf 900—600 m Meereshöhe. Unter den Wasserstraßen dieses Gebiets ist die lange, gerade Chatham Strait mit ihrer Fortsetzung, dem Lynn Canal, bemerkenswert. Sie folgt einer Bruchlinie, ist etwa 400 km lang, 5—10 km breit und 300—750 m tief. Während des Maximums der Eiszeit war der Alexander-Archipel vollkommen vergletschert; nur die höchsten Kämme überragten den Eisspiegel. Die Talgletscher in diesem Gebiet müssen 4—6000 Fuß Mächtigkeit (1200—1800 m) erreicht haben. Das Eis dehnte sich bis an und in den Pacific hinaus und erzeugte die Sandbänke vor der jetzigen Küste.

Am 2. September wurde Juneau erreicht und die Gruppe der Treadwell-Goldgruben auf Douglas Island gegenüber von Juneau besucht. Beide Orte liegen am Gastineaukanal, einem Fjorde, an dessen Gestaden man deutliche Strandterrassen erkennt.

Bei Treadwell werden noch in 600 Fuß (182 m) Höhe Meeres-conchylien gefunden. Am Abend des 2. September setzten wir die Fahrt mit dem Ziel Yakutat Bay am Eliasberge fort. Früh am 3. September passierten wir, durch die Icy Strait westwärts fahrend, die Mündung der Glacier Bay, in deren Hintergrund der gewaltige Muirgletscher lagert. Nur wenig Treibeis begegnete uns hier. Nördlich der Icy Strait erhebt sich am Ozean entlang die imposante Fairweatherkette, deren Gipfel, der Mt. Fairweather, 15 330 Fuß = 4672 m erreicht. Man denke sich ein Gebirge von Alpenhöhe unmittelbar über der großen Nullinie des Meeresspiegels, frei sichtbar vom weißen Schaumgürtel der Brandung und dem schwarzen Waldsaum der Küste bis hinauf zu den höchsten in reines Weiß gekleideten Höhen!

Nach allen Seiten fließen Gletscher von diesem firnreichen Gebirgsstock zu Tal. Im Rücken der Hauptkette gleitet der riesige Bradygletscher, kleine Seitenarme durch deren Rücken drängend, nach Süden zur Icy Strait hinab, wo er gegenwärtig mit sanfter runder Böschung am Wasser endet. Seine Flanken sind dort unten von Wald eingefaßt. Nachdem wir Kap Spencer umfahren hatten und von der rollenden Dünung des an jenem Tage sonnig-blauen Pacific nordwärts getragen wurden, bekamen wir den Pérousegletscher in Sicht, der von dem südlichen Endgliede der Fairweatherkette, dem 10 756′ = 3278 m hohen La Pérouseberge herabkommt. Er ist der erste Gletscher, der in den offenen Ozean hineinragt. Vom Schiff konnten wir seine breite, zackige Stirn in voller Klarheit beobachten. An der Südseite ist der Gletscher sehr schmutzig. Er hat zusammen mit einem Nachbarn, der das Meer nicht erreicht, ein breites Moränenvorland vor dem Gebirge aufgebaut. Man sieht an den Gletscherflanken mächtige, z. T. steile Geschiebe- und Geröllhügel. Sonst ist alles mit hohem Fichtenwald bedeckt, in welchem Baumriesen von 150 Fuß (45,7 m) Höhe gefunden sind. An der Seite hat der Gletscher stellenweise den Wald umgestoßen und die Hölzer zusammengeschoben. An der Nordseite liegen auf dem Vorland ältere, sehr hohe Moränen (ich schätze sie auf ca. 200 m) mit gewaltigen Blockmassen. In dieser ganzen Gegend, schon bei der Glacier Bay und dann entlang des Pérouseberges fällt eine anscheinend in sehr junger Zeit gehobene Niederterrasse ins Auge.

Weiter im Norden breitet sich zu Füßen des Mt. Fairweather selbst ein zweiter, weit größerer Piedmontgletscher aus, der Grand Plateaugletscher. Er ist sehr stark mit braunem Schutt bedeckt und ganz von Hochwald umgeben. Unser Führer L. Martin glaubte durchs Glas zu erkennen, daß der Wald auf moränenbedecktem Eise wüchse, doch vermochte ich nur das mit Sicherheit festzustellen, daß auf dem eigentlichen, mit Ablationsmoräne bekleideten Eisgebiete Büsche bezw. Niederwald grünten,

während der Hochwald auf fester Moräne fußte. Durch einen Bergsporn abgetrennt liegt nördlich vom Grand Plateaugletscher noch ein zweiter Piedmontgletscher.

Von hier nordwärts begleitet ein Vorland von zunehmender Breite (8—27 km) mit geradem, hafenlosem Brandungsstrand das Gebirge. Am Fairweather ließen sich deutlich 2—3 Terrassen unterscheiden, von denen die beiden unteren niedrig lagen, während die obere sich etwa 400 m über dem Meere ausdehnen mochte. Diese letztere bildete eine Hügelmasse mit anscheinend horizontaler Schichtung.

Am späten Nachmittag kam das Yakutatvorland in Sicht und hinter ihm wurden die eigentlichen Eliasalpen deutlicher. Der gewaltige Berg selbst, 5516 m hoch, war in Wolken verborgen. Indem wir uns dem Ozeankap näherten, trat zugleich ein lange und heiß ersehntes Bild hervor, ein Bild, das für jeden Glazialgeologen der Inbegriff aller Erwartungen ist: der Malaspinagletscher. So wie wir es in der klaren Abendbeleuchtung des 3. September sahen, war es in der Tat ein überwältigendes Bild. Über dem jenseitigen Strande der Yakutatbucht lag zunächst eine lange graue Waldlinie. Über dieser dehnte sich eine ungeheure weiße Hochebene von einem Ende des Gesichtsfeldes bis zum anderen. Zur Rechten schloß sie sich an die zackigen Berge an, die alsbald hinter ihr in weite Ferne zurücktraten und wie schatten- oder wolkenhafte Kulissen den Ausblick begrenzten. Zur Linken erhob sich am äußersten Horizonte ein breiter Einzelberg, jenseits dessen das Eisfeld ins Ungemessene entschwand. Es sah aus, als wenn dieser ferne Berg das Schneelaken ein wenig um sich gehoben hätte. Der Malaspina ist sehr eben und nicht hoch; er ist so riesengroß, daß er von seinen Zufuhrgletschern, dem gewaltigen Seward und all den andern, in der Gestaltung unabhängig erscheint. Man glaubt wirklich, ein Inlandeis vor sich zu haben, das auf der einen Seite durch die See, auf der andern durch das Hochgebirge begrenzt ist, und man könnte sich eine ganze deutsche Landschaft darunter begraben denken, denn dieser Vorlandgletscher übertrifft an Flächenausdehnung noch das Herzogtum Braunschweig. J. C. Russell, der ihn zuerst erforscht hat[1], schätzt seine Ausdehnung auf 1500 engl. Quadratmeilen (ca. 3900 Quadratkilometer). Das moränenbedeckte und bewaldete, steile Eiskliff des Malaspina war dort, wo er es erstieg, etwa 400′ = 122 m hoch, und die Gesamtneigung des anfangs stärker ansteigenden Eises dahinter betrug 75 Fuß auf die englische Meile (23 m auf 1600 m = etwa 1 : 7). In 5—6 Meilen Entfernung vom Rande

[1] J. C. Russell, Second expedition to Mount St. Elias. XIII. Annual Report of the United States Geological Survey 1891/92. Part II. Washington 1893.

betrug die Höhenlage der Eisfläche etwa 1500 Fuß = 475 m. Die Oberfläche des moränenfreien Eises vergleicht RUSSELL mit einer welligen leblosen Prärie, aus der kilometerweit kein Gegenstand hervorragt, der das Auge zu fesseln vermöchte. Sie ist sowohl nach seinen, wie nach den Schilderungen des Herzogs der Abruzzen[1] auch im Hochsommer fast ganz mit Schnee bedeckt, wodurch sie sich von den meisten kleineren Gletschern unterscheidet. Die Randzone ist bekanntlich mit einer Ablationsmoräne bedeckt, die nach außen an Mächtigkeit (1—4 Fuß) zunimmt und schließlich einen stellenweise 4—5 Meilen (6,5—8 km) breiten Waldsaum trägt, dessen Gesamtareal RUSSELL auf 20 bis 25 Quadratmeilen (= 51—64 qkm) schätzt. Dieser Wald oben auf dem Eise ist die größte Merkwürdigkeit des Malaspina, die sich indessen in kleinerem Maße auch auf den großen Piedmontgletschern der Schönwetterkette zu finden scheint, besonders auf dem leider noch unerforschten Grand Plateaugletscher. Ganz besonders merkwürdig ist es, daß RUSSELL sogar an der Südseite des am weitesten von oben in den Malaspina vorspringenden Gebirgsspornes, der Chaix Hills, Wald vorfand. An den Samovar Hills, die noch weiter am Hinterrande des Eisfeldes liegen, gedeiht noch Gestrüpp.

Je näher wir der Yakutatbucht kamen, um so rascher änderte sich der Anblick des Malaspina, und als wir schließlich das Ozeankap umfuhren, vergrößerte sich das Vorland und die bewaldete Ablationszone in dem Maße, daß von dem reinen Eisplateau nur noch ein niedriger Schimmer über der Waldlinie blieb. Der Malaspina erschien nun gar nicht mehr wie ein Inlandeis, sondern wie ein ausgedehntes, etwas über dem Meere erhabenes Waldland. Man konnte auch trotz der Entfernung — die Mündung der Yakutatbucht ist 27 km breit — deutlich eine dicht begrünte Strandebene erkennen, die vielfach von baumlosen Sanddeltas der Gletscherflüsse unterbrochen war. Dieses Vorland ist mindestens 5 km breit.

Gegen 8½ Uhr warfen wir im Schutze des Ozeankap, auf dessen Strande ein kleiner, vom Sturm hinaufgeschleuderter Fischdampfer saß, und der Khantaakinsel vor dem Indianerdorf Yakutat Anker. Trotz der hereinbrechenden Dämmerung begaben wir uns sofort in dem Motorboot des freundlichen Missionars Rasmussen an Land und machten einen Spaziergang auf der Moräne, entlang der Monti Bay bis zur Yakutat-Cannery, einer der zahlreichen Fischkonservenfabriken, die den Lachs- und Heilbutreichtum der Alaska- und Columbiaküste verwerten (d. h. zugrunde richten). Diese Moräne, die während des fürchterlichen Septembererdbebens

[1] Vergl. DE FILIPPI, Die Forschungsreise des Herzogs der Abruzzen nach dem Eliasberge in Alaska. Leipzig 1900. J. J. Weber.

von 1899, in dem ein Teil der Khantaakinsel versank, den Einwohnern von Yakutat eine Zuflucht vor den Flutwellen des Ozeans bot, ist ungefähr 10—30 m hoch und mit etwas gelichtetem Fichtenurwald bedeckt. Sie gehört einer älteren Epoche an, in welcher der Malaspina, an seiner Ostseite durch eine gewaltige Vergrößerung des Hubbardgletschers im Bett der Disenchantment Bay verstärkt, die ganze Yakutat Bay erfüllte. Tarr und Butler geben in ihrem Werk über die Yakutat Bay-Gegend[1] auf p. 14 eine Tiefenkarte, die erkennen läßt, daß sich vom Ozeankap bis Kap Manby eine ununterbrochene Untiefe von weniger als 150 Fuß (46 m) erstreckt, während dahinter, d. h. nach dem Innern der Bucht, wieder Tiefen von durchschnittlich 150—400, stellenweise sogar bis 600 Fuß (182 m) gelotet sind. Diese Untiefe ist eine unterseeische Endmoräne und Fortsetzung der Moräne bei Yakutat. Die letztere besteht vorwiegend aus grobem Geschiebe mit lehmig-sandiger Füllmasse und bildet einen Blockstrand, der dem Auswaschungsstrand eines hohen Geschiebemergelkliffs an der heimatlichen Ostsee gleicht. Man sieht aber auch Sandschichten und echten Geschiebelehm in der Moräne. Im ganzen würde man sie wohl unseren Blockpackungen oder den voralpinen Endmoränen an die Seite stellen können. Ihre Form ist vollkommen dieselbe wie bei den typischen jungbaltischen Endmoränen: ein unruhiges Auf und Ab von kleinen Hügeln mit zahllosen Pfuhlen. Die Vegetation besteht vornehmlich aus Fichten und Erlen mit viel Unterholz. Es waren gerade die wilden Erdbeeren reif, die an Größe etwa unsern Monatserdbeeren gleichkommen, und als wir auf dem Rückwege beim Missionar einkehrten, setzte uns seine Gattin ein Gericht daraus vor. Die Luft war an jenem Tage sehr milde; die Temperatur betrug nachmittags 10° C. Überhaupt ist das Klima an der ganzen südöstlichen Alaskaküste sehr gelinde, und es gibt einzelne Orte, wie z. B. Sitka, die im Winter nur geringe Fröste haben[2]. In Yakutat ist nach Herrn Rasmussen's Beobachtung die niedrigste Januartemperatur + 8° Fahrenheit = — 14,4° C. Dieser Ort liegt ziemlich genau auf gleicher Breite (59° 33′) mit der Südspitze von Grönland und mit Kristiania.

Der frühe Morgen des 4. September, wieder eines der in jener regnerischen Gegend so seltenen sonnenhellen Tage, fand uns auf der Fahrt nach Nordosten ins Innere der Yakutatbucht, die dort, wo sie beiderseits vom Gebirge eingefaßt wird und sich fjordartig verengt, den Namen Disenchantment Bay annimmt. Sie

---

[1] United States Geological Survey. Professional Paper No. 64. Washington 1909.

[2] C. Abbe in Brooks, The geography and geology of Alaska (U. S. A. Geol. Survey, Prof. pap. No. 45. 1906) gibt jedoch in seinen klimatischen Tabellen über Alaska als Kältemaximum für Sitka — 3° F = — 19,5° C an.

endigt in ein zweizipfliges Tal, das völlig von dem mächtigen Hubbardgletscher erfüllt ist und ohne diesen wohl eine Strecke weit Fjord sein würde. Vor dem Hubbardgletscher wendet sich die Wasserfläche scharf nach Südsüdost und bildet hier den 31 Meilen (50 km) langen Russellfjord, der in der Richtung nach der Küste zurück das Gebirge schräg durchbricht und sich mit den Wässern des Pacific vereinigen würde, wenn nicht eine Endmoräne und das Yakutatvorland ihn abschlösse. Im Vorüberfahren betrachteten wir das im Erdbeben von 1899 bis zu 47 Fuß (14,32 m) gehobene Westufer der Disenchantment Bay, das außerordentlich steil etwa 1000 m emporsteigt und um dessen Fuß sich die alte Wasserstandskerbe wie eine Eisenbahntrasse herumzieht; wir beobachteten ihr gegenüber das wundervolle U-Profil des Calahondatales, das mit seinem niederen Alluvialboden zum eingetauchten Disenchantmenttal im Verhältnis eines Hängetales steht, und wir fuhren sicher durch die enge Straße zwischen der gehobenen, felsigen Haenkeinsel und dem hochragenden Ostgestade der Bay. Nördlich von der Haenkeinsel liegt eine flache, durch das erwähnte Erdbeben über den Wasserspiegel gerückte Schäre. Nicht weit von dieser endete unsere fröhliche Morgenfahrt, indem die „Maquinna“ unter Scheuern und Drängen auf einem unbekannten blinden Riff völlig festfuhr und vier Stunden sitzen blieb, um erst mittags nach vielen Mühen und sorgfältiger Auslotung der Umgebung wieder loszukommen. Glücklicherweise war das Riff ein flacher Rundhöcker und unser vorsichtiger Kapitän Mc Leod war nur halbe Kraft gefahren, sonst hätte die Strandung schlimmere Folgen gehabt. Vier Stunden hatten wir also Zeit, den im Sonnenschein funkelnden Hubbardgletscher zu betrachten, auf dessen Rücken der Große Aletschgletscher, der Rhonegletscher und die Mer de Glace zusammen Platz finden würden, ohne ihn völlig zu bedecken. Die Eisfront stand, 80 m hoch und etwa 5 Meilen (8 km) lang, in ungefähr 1800 m Entfernung von unserem Schiff im Wasser, dessen Tiefe an jener Seite 90 m betragen mag. Der Gletscher befand sich in lebhafter Tätigkeit. Das Eis in der Mitte der Stirn war bis auf und vermutlich auch unter die Wasserlinie wild zerklüftet in ein Gewirr von Hunderten von Zacken, Pfeilern und kurzen Kämmen. Es hatte eine reine, blendend weiße oder grüne Farbe. Weiter nach rechts, also nach der Seite, wurde es schmutziger und nahm, indem es zugleich an Höhe verlor, eine Kruste von Ablationsmoräne an. Unten war es gebändert, und die Bänder bildeten gebogene Linien. In Zeiträumen von etwa 5—10 Minuten erscholl ein dumpfes Getöse wie ferner, rollender Donner, und man sah irgend einen Teil von der Eiswand ins Wasser stürzen. Aus unserer Entfernung betrachtet, schien es immer nur ein recht kleiner Teil zu sein, meistens nicht mehr als die Oberhälfte eines Zackens, und der Sturz vollzog sich in der Weise, daß das bis

ins kleinste zerklüftete Eis in sich zusammensank und wie ein Geriesel von Blöcken ins Wasser rollte und polterte. Die fortschwimmenden Bruchstücke waren aber doch von ansehnlicher Größe, und das Wasser sprang oft bis zur halben Höhe der Wand, also 40 m empor. Der dichte Kranz von Treibeis milderte jedoch die Wellen, und diese kamen nur als breite, sanfte Dünung zu uns herüber. Nur ein paarmal war die Dünung so mächtig, daß sie unseren 900 Tons großen Dampfer unangenehm stark auf die Seite neigte und auf seiner Felsbettung umherstieß, so daß er schließlich ein drei Fuß langes Loch in der Außenhaut seines Doppelbodens davontrug. Eine vom Schiff zurückgeworfene kumulierende Welle brachte das Beiboot mit den lotenden Leuten fast zum Kentern und durchnäßte die Leute völlig. Leider entging uns die Beobachtung des Aufbrechens von Gletscherteilen unterhalb der Wasserlinie. Russell und Tarr geben übereinstimmend an, daß zeitweilig vom Gletscherfuß Eisstücke emportauchen, die sich durch dunkle Farbe und Schuttgehalt auszeichnen und größer sind als die oberflächlichen Trümmer. Eigentliche „Eisberge“ haben wir an keinem der Gezeitengletscher von Alaska gesehen; die Eistrümmer verdienten nur den Namen Treibeis, ragten selten mehr als 1 m über Wasser und waren nur ausnahmsweise mehr als 5—10 m lang. (Fortsetzung folgt.)

Berichtigung.

In meiner Abhandlung „Über einen Gletscherschliff bei Kunda in Estland“ (N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. I.) ist auf p. 44 ein am Fuße des estländischen Glints bei Port Kunda auftretender Ton als spätglacialer Bänderton bezeichnet worden. Herr Baron v. d. Pahlen in Reval machte mich darauf aufmerksam, daß es sich bei diesem Vorkommnis um den untercambrischen blauen Ton handelt. Die Unterlassung stratigraphischer Untersuchungen an Ort und Stelle — meine nur eintägige Anwesenheit in Port Kunda diente vor allem zur Erforschung des Gletscherschliffphänomens — hat dieses Versehen veranlaßt. B. Doss.

Personalia.

Prof. Dr. **J. E. Hibsch** in Tetschen-Liebwerd ist zu Ostern d. J. vom Lehramte zurückgetreten und nach Wien XVIII, 1, Erndtgasse 26, übergesiedelt.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Juli 14553 1914 No. 13

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herren Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat und von Quarz nach Schwerspat aus den Flußspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz.

Von Dr. **Laubmann** in München.

Mit 1 Textfigur.

An gleicher Stelle habe ich im vergangenen Jahre über die erstgenannten Pseudomorphosen berichtet [1]. Ihrem äußeren Habitus nach treten sie in skalenoedrischer und rhomboedrischer Ausbildung auf, von der die erste eindeutig bestimmt werden konnte, während ich bei der zweiten Ausbildungsform die Möglichkeit einer Pseudomorphose von Quarz nach Flußspat nicht für ausgeschlossen hielt.

An weiterem Material, das ich unterdessen sammeln und untersuchen konnte, fand ich noch — wenn auch von kleinen Dimensionen — die bei Kalkspat ziemlich häufige Kombination von hexagonalem Prisma mit dem Rhomboeder — $\frac{1}{2}$R in Quarz umgewandelt vor. Meist hohl und von rauher Oberfläche, aber doch so gut ausgebildet, daß die Kristallform einwandfrei festgestellt werden kann, sitzen die Pseudokristalle bis zu 0,5 cm Prismenlänge in dem ganz zerfressenen hornsteinartig ausgebildeten Quarz.



Fig. 1.

Für die Kalkspatnatur der früher schon erwähnten würfelähnlichen Rhomboeder aber scheint mir eine neuaufgefundene Stufe, die ich der Einfach- und Deutlichkeit halber nebenstehend im Bilde vorführe, besonders beweisend zu sein. Nimmt man die Grundgestalt des mittels Pfeilstriches gekennzeichneten Kristalles als ein sehr würfelähnliches Rhomboeder an, so würde die Rhomboederfläche durch ein ganz vizinales Skalenoeder ersetzt sein. Die Skalenoederflächen sind dabei nicht glatt ausgebildet, sondern treten als Streifungssysteme parallel den zwei Rhomboedermittel-

[1] Dies. Centralbl. 1913. No. 12. p. 353.

kanten auf. Während an dem früher beschriebenen Material diese Streifung in einwandfreier Deutlichkeit fehlte, liegt gerade in ihrer nachträglichen sicheren Feststellung ein Beweis für die Calcitpseudomorphose, denn bei einer Pseudomorphose nach Flußspat müßten die Grundform als Hexaëder und die Streifungssysteme als Kombination mit einem vizinalen Pyramidenwürfel aufgefaßt werden. Dann hätten aber, parallel zu den vier Würfelkanten, vier derartige Streifungssysteme zu erscheinen, während tatsächlich an allen Kristallen des Stückes nur zwei beobachtet wurden.

Im Einklange mit den übrigen beobachteten Formen — skalenoedrische und prismatische Ausbildung — liegen also auch hier Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat vor.

Zu den früher und eben beschriebenen Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat kam unterdessen noch eine weitere, nämlich eine solche von Quarz nach Schwerspat, die ja bei dem häufigen Vorkommen des Schwerspates in den Wölsenberger Flußspatgängen auch zu erwarten war. Der dorten fast ausschließlich in blätteriger Ausbildungsform auftretende Schwerspat sitzt wie so häufig auf quarzgebändertem dunkelvioletten Flußspat und ist vollständig in oberflächlich rötlich gefärbten, stellenweise sogar kristallisierten Quarz umgewandelt, der in ziemlich großen Aggregaten das ganze Stück bedeckt.

Wie schon früher erwähnt, sind die Flußspatgänge am Wölsenberge zweifelsohne thermale Bildungen und man wird wohl richtig gehen, wenn man auch die Entstehung der dorten vorkommenden Pseudomorphosen von Quarz nach Kalk- und Schwerspat auf die gleiche Ursache zurückführt. Der in erster Phase gebildete Kalkspat resp. Baryt wurde später durch kieselsäurehaltige Thermen in Quarz umgewandelt.

München, im März 1914.

Über ein neues Umwandlungsprodukt von Serpentin.

Von Dr. **Laura Hezner** in Zürich.

In dies. Centralbl. 1912, p. 569, wurde die von mir ausgeführte chemische Untersuchung eines violetten Umwandlungsproduktes von chromitführendem Serpentin von der Westküste Tasmaniens publiziert. Dasselbe erwies sich als Magnesiumhydrocarbonat von der Formel $2\,MgCO_3,\ 5\,Mg(OH)_2,\ 2\,Cr(OH)_3,\ 4\,H_2O$ und erhielt später den Namen „Stichtit". Die optische Untersuchung der Substanz geschah von Himmelbauer, Tscherm. Miner. u. petr. Mitteil. 1913. p. 135. Kurz nachher erhielt ich von Dr. Fr. Weber das Umwandlungsprodukt eines mazedonischen,

reichlich Chromerz führenden Serpentins von derselben Farbe wie der Stichtit, aber von dichter Beschaffenheit. Darum sieht es nicht blätterig aus wie dieser, sondern ist glatt und wachsglänzend und wirkt wie lila gefärbter Serpentin. Die Vermutung, daß eine dichte Varietät von Stichtit vorliege, erwies sich als irrig, was sowohl aus der chemischen als auch aus der optischen Untersuchung hervorging. Der Stichtit sieht im Dünnschliff wie Talk aus, $\omega = 1{,}542$, $\omega - \varepsilon$ 0,026 nach HIMMELBAUER. Die Doppelbrechung der neuen Substanz ist sehr schwach, bei Anwendung des BABINET-schen Comparators wird die dunkle Linie gerade merklich verschoben. Die Interferenzfarbe ist anormal, das charakteristische tiefe Blau. Das Mineral erscheint u. d. M. schuppig, mit anscheinend basaler Spaltbarkeit; $\mathfrak{c}$ liegt $\perp$ zu derselben. Das spez. Gewicht, bestimmt nach der Schwebemethode in THOULET'scher Lösung, ist 2,65 (bei Stichtit 2,16), die Härte liegt zwischen 2 und 3, Gips ritzt nicht, wird aber eben noch geritzt. Bei Kochen mit starker Salzsäure löst sich nur wenig, während Stichtit weitgehend schon mit heißer verdünnter Salzsäure gelöst wird. Die chemische Analyse ergab:

SiO_2	31,32
TiO_2	—
Al_2O_3	3,87
Cr_2O_3	11,53
FeO	1,63
CaO	1,15
MgO	36,64
H_2O (110 −)	0,23
H_2O (110 +)	11,09
CO_2	3.08
	100,54

Der Schliff des analysierten Umwandlungsproduktes zeigte, daß sich zwischen den Blättchen desselben spärliche Chromitkörner und reichlich Carbonat befinden, welch letzteres sich auch in Spältchen und als Krusten angesiedelt hat. Es lieferte neben Magnesia ziemlich viel Kalk. Die Kohlensäure der Analyse gehört daher diesem Carbonat an und wurde mit der erforderlichen Menge CaO und MgO zu solchem verrechnet (6,13 %). Das Eisenoxydul wurde mit der entsprechenden Chromoxydmenge zu Chromit vereinigt (4,84 %), dann blieb für das schwach doppeltbrechende Mineral folgender chemischer Gehalt auf 100 umgerechnet:

		Mol.-Prop.
SiO_2	35,10	0,582
Al_2O_3	4,33	0,042
Cr_2O_3	9,31	0,065
MgO	38,83	0,962
H_2O	12,43	0,691
	100,00	

Offenbar handelt es sich also um ein Silikat. Der Versuch, eine Formel zu berechnen, führte zu folgendem Ergebnis: $29\,H_2Mg_3Si_2O_8 \,.\, 9\,Mg(OH)_2 \,.\, 21\,(CrAl)(OH)_3$. Es ist klar, daß diese Formel nur eine Möglichkeit unter anderen darstellt. Dazu muß noch in Betracht gezogen werden, daß für die Analyse nicht das reine Mineral verwendet wurde, sondern das ganze carbonat- und chromithaltige Umwandlungsprodukt des Serpentins. Daraus entspringen Unsicherheiten, denn es ist sehr wohl möglich, daß in dem kohlensauren Salz ein Hydrocarbonat vorliegt, also ein Teil von $Mg(OH)_2$ auf dasselbe käme. Ferner kann FeO in geringem Maße MgO im Silikat vertreten, dann wäre mehr $Cr(OH)_3$ einzusetzen. Die hydroxydische Bindung des Chroms geschah aus der Überlegung heraus, daß die vorliegende Umwandlung des Serpentins offenbar ein Prozeß sekulärer Verwitterung ist und bei ihr eine gewisse Analogie mit der Bildung des Stichtits besteht. In beiden Fällen wurde der Chromit des Serpentins auf Kosten des neuentstehenden Minerals aufgezehrt. Interessant ist, daß in dem tasmanischen Vorkommnis die Kieselsäure vollständig durch Kohlensäure und Wasser ersetzt wurde, während im mazedonischen sich ein neues Silikat bildete und ein Carbonat von Kalk und Magnesia sich selbständig daneben ansiedelte.

Vorläufige Mitteilung über das System $CaSiO_3$—$MnSiO_3$.

Von **St. Kallenberg** aus Lund, Schweden.

Mit 1 Textfigur.

Gelegentlich einer Untersuchung über das Dreistoffsystem $CaSiO_3$—$MnSiO_3$—$FeSiO_3$ wurden vorerst Mischkristalle von $CaSiO_3$ und $MnSiO_3$ hergestellt und sei hier kurz Mitteilung über dieses System gemacht.

Die Reihe ist früher von A. S. Ginsberg[1] untersucht worden. Er hatte gefunden, daß diese zwei Silikate miteinander eine isomorphe Reihe bilden, deren Schmelzkurve dem Typus III H. W. Bakhuiz-Roozeboom's angehört. Zu diesem Resultat führte ihn die physikalisch-chemische Untersuchung. Optisch wurden die Schmelzen nicht näher studiert.

Da ein Zweifel vorlag, ob diese Silikate wirklich zu Typus III gehören — auch Typus V Roozeboom's wäre möglich —, so wurde diese Reihe noch einmal vorgenommen, und neben den Schmelzpunkten auch versucht, die Brechungsquotienten — die A. S. Ginsberg nicht bestimmt hatte — mit Hilfe der Becke'schen Methode zu ermitteln.

[1] A. S. Ginsberg, Zeitschr. f. anorgan. Chem. 59. 1908.

Die Schmelzen wurden aus Kieselsäureanhydrid, Calciumcarbonat und Manganoxydul (Präparat KAHLBAUM) hergestellt. Ungefähr 60 g Mischung wurden jedesmal im Kurzschlußofen rasch geschmolzen und hierauf der elektrische Strom ausgeschaltet, so daß die Schmelzen sich selbst überlassen blieben. Das Schmelzen wurde mit der größten Vorsicht unternommen und die Temperatur nur sehr wenig über die Bildungstemperatur gesteigert. Bei der Untersuchung der Kristallisationsprodukte ergab sich auch weder Bildung von Carbiden noch erfolgte Reduktion zu metallischem Mangan durch die Wandung der Kohletiegel.

Folgende Tabelle gibt einen Überblick über die ausgeführten Versuche.

Zusammensetzung in Mol.-%		Schmelztemperatur		Anmerkung
$CaSiO_3$	$MnSiO_3$	Θ_1	Θ_2	
100	0	1290	1380	
90	10	1280	1360	
80	20	1260	1340	
70	30	1250	1320	
60	40	1230	1290	
50	50	1200	1270	
40	60	1180	1250	
30	70	1130	1220	
20	80	1110	1180	Minimum nach A. S. GINSBERG bei 12,8% $CaSiO_3$. 87,2% $MnSiO_3$
10	**90**	**1080**	**1150**	Minimum nach ST. KALLENBERG
0	100	1120	1180	

Zur Ermittlung der Schmelzpunkte wurden aus dem Innern der Schmelzkuchen Kristalle herauspräpariert und auf gleiche Korngröße gebracht. Ungefähr 5 bis 10 Milligramm wurden im C. DOELTER'schen Heizmikroskop der Schmelzpunktbestimmung unterworfen. Die Versuche wurden ausschließlich in Platinschälchen vorgenommen und die Erhitzungsgeschwindigkeit derart reguliert, daß die Temperatur in einer Stunde nicht mehr als um 30° stieg.

Die Resultate der Schmelzpunktbestimmung gibt die Kurve auf p. 390 wieder.

Das hexagonal[1] oder monoklin[2] kristallisierende Calciummetasilikat gibt mit dem triklin kristallisierenden Rhodonit eine

[1] C. DOELTER, N. Jahrb. f. Min. etc. 1886. I. p. 124; J. H. L. VOGT, Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzen. Kristiania 1892. I. p. 66.

[2] A. L. DAY, TSCHERM. Min. u. petr. Mitt. 26. p. 219. 1906.

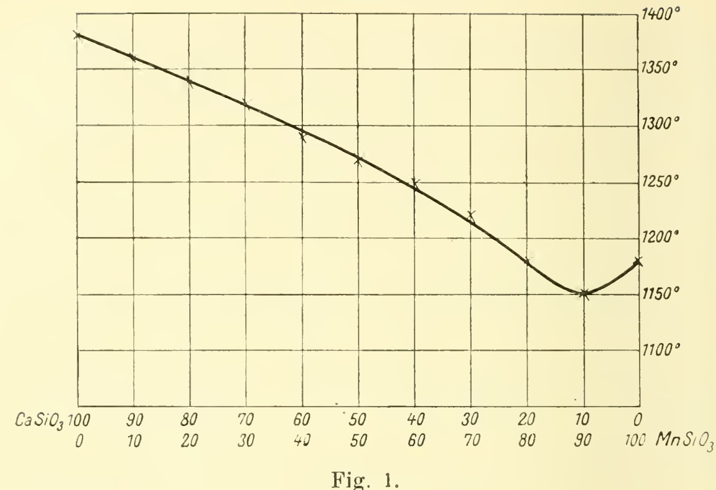


Fig. 1.

ununterbrochene Reihe von Mischkristallen. Es herrscht also Übereinstimmung mit den Ergebnissen, die GINSBERG gefunden hatte. Das Minimum fand GINSBERG bei der Konzentration 87,2 % $Mn Si O_3$ und 12,8 % $Ca Si O_3$ gelegen.

In unserer Mischungsreihe liegt das Minimum bei 90 % $Mn Si O_3$ und 10 % $Ca Si O_3$.

Der Unterschied zwischen beiden Bestimmungen liegt innerhalb der Fehlergrenze.

GINSBERG bezeichnete das System als ein isomorphes. Nachdem aber das künstliche Kalksilikat hexagonal (l. c.) oder monoklin (l. c.) mit kleinem Achsenwinkel ($2E = 0—8^0$) kristallisiert und der Rhodonit triklin ist, erscheint es uns zweckmäßiger, die Reihe als isodimorph zu bezeichnen. Es wäre möglich, daß auch das Manganmetasilikat, ähnlich wie das Calciummetasilikat, in zwei dimorphen Formen existiert. A. GORGEU[1] hat auch den künstlichen Rhodonit als monoklin bestimmt, und GINSBERG spricht, um die Isomorphie zwischen $Ca Si O_3$ und $Mn Si O_3$ zu erklären, die Vermutung aus, daß Rhodonit auch in einer monoklinen Modifikation vorkommen kann.

Alle in der Natur vorkommenden Rhodonite entsprechen nicht der Formel des chemisch reinen Rhodonits, sondern sind Mischungen des Mn-Silikates mit hauptsächlich Ca-, Fe- und Mg-Silikat. Der natürliche Rhodonit kann, wie die Analysen in C. DOELTER's Handbuch der Mineralogie angeben, bis 40 % Ca- oder Fe-Silikat aufnehmen, während der Gehalt von Mg-Silikat nicht mehr als höchstens 10 % beträgt. Doch sieht man, wie

[1] P. N. TSCHIRWINSKY, Künstliche Mineraldarstellung. p. 342.

schon C. Doelter in seinem Handbuch bemerkt hat, daß Mischungen mit viel CaO und gleichzeitig viel FeO nicht existieren.

Demgemäß sind auch die physikalischen Eigenschaften der natürlichen Rhodonite keine konstanten. Allen Rhodoniten gemeinsam ist aber die negative Doppelbrechung.

Künstlichen Rhodonit haben L. Bourgeois [1] und A. Gorgeu [2] dargestellt. Bourgeois benützte eine Mischung von MnO_2 und SiO_2. Er erhielt kleine Prismen, welche nach den Flächen $\{100\}$ und $\{1\bar{1}0\}$ spalteten. Bei Anwendung von $MnCl_2$ erhielt er sehr schöne Kristalle bis zu 0,5 mm. A. Gorgeu erhitzte ein Gemenge von $MnCl_2$ und SiO_2 in einem mit Wasserdampf gesättigten Wasserstoff- bezw. Kohlensäurestrom und erhielt kleine hellrote Kristalle von Rhodonit. Neben Rhodonit wurde auch etwas Tephroit erhalten. C. Doelter erhielt auch Rhodonit durch Zusammenschmelzen von MnO und SiO_2 im Kurzschlußkohleofen. J. H. L. Vogt [3] fand in den Schlacken eines manganreichen Roheisens zahlreiche Rhodonitkristalle, die kristallographisch gemessen werden konnten.

Wir versuchten Rhodonit im Kohleofen herzustellen und erhielten eine blasenfreie Schmelze ohne Hohlräume, die vollständig kristallisiert war und aus einem Aggregat bis 5 mm langer, rosarotgefärbter und gut ausgebildeter Rhodonitkristalle bestand. U. d. M. gewahrt man langgestreckte Prismen, deren Flächen Winkel zwischen $70-72^0$ einschließen. Bei den natürlichen Rhodoniten schließen die Flächen $\{100\}$ und $\{001\}$ einen Winkel von 72^0 36,5′ ein. Es dürfte sich also wahrscheinlich auch bei den künstlichen Rhodoniten um diese zwei Flächen handeln. In mehreren Schnitten wurden die Auslöschungswinkel gemessen und der Winkel in a $\{100\}$ zu ca. 31^0 im spitzen Winkel α bestimmt.

Wäre der synthetische Rhodonit wirklich monoklin, wie A. Gorgeu behauptet, so müßten einige Schnitte aus der orthodiagonalen Zone gerade Auslöschung besitzen, was nicht beobachtet werden konnte. Der optische Charakter unserer Rhodonitkristalle ist im Gegensatz zu dem aller natürlichen Rhodonite positiv.

Aus der Literatur über künstlichen Rhodonit geht nicht hervor, welchen Charakter der Doppelbrechung die von den oben erwähnten Forschern dargestellten Rhodonite besitzen. Man könnte vermuten, daß der optisch positive Charakter der Doppelbrechung eine zweite Modifikation des Mangansilikates charakterisiert. Um diese Frage näher zu studieren, wurden folgende Versuche ausgeführt:

Zuerst wurde das spezifische Gewicht des künstlichen Rhodo-

---

[1] L. Bourgeois, Bull. soc. fr. min. 1883. **6**. p. 64.

[2] A. Gorgeu, Bull. soc. fr. min. 1887. **10**. p. 264.

[3] J. H. L. Vogt, Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung etc. Archiv for Mathematik og Naturvidenskab. **13** u. **14**. Kristiania.

nits nach der Pyknometermethode geprüft und zu 3,63 ± 0,04 bestimmt. A. Gorgeu gibt für synthetischen Rhodonit die Zahl 3,68 an. Ginsberg fand 3,35, welche Zahl zu niedrig erscheint. Das spezifische Gewicht der natürlichen Rhodonite, die außer $MnSiO_3$ noch andere Bestandteile enthalten, schwankt nach Doelter[1] zwischen 3,4—3,7.

Die Differenzen sind so gering, daß man daraus nicht auf die Anwesenheit einer dimorphen Form Schlüsse ziehen dürfte. Möglicherweise existiert aber zwischen dem spezifischen Gewicht eines in der Natur bisher noch nicht bekannten reinen Rhodonits und dem synthetischen Produkt doch ein kleiner Unterschied (vergl. Wollastonit spez. Gewicht 2,91, hexagonales Kalksilikat 2,86—2,90).

Auch die Lichtbrechungsunterschiede sind so unbedeutend, daß sie nicht zur Aufklärung beitragen. Der Lichtbrechungsindex N_β eines natürlichen Rhodonits zum Beispiel aus Långban ist zu 1,73 bestimmt[2], und die Lichtbrechung des synthetischen Rhodonits liegt nach Ginsberg[3] bei 1,74.

15 g natürlicher Rhodonit von Franklin wurde im Kohleofen geschmolzen und dieselbe Zeit (30 Minuten) abgekühlt wie das synthetische Produkt. Die erstarrte Schmelze ergab optisch negative Kristalle. Dieser Rhodonit enthält als Beimengung auch Eisensilikat, und es war daher zu vermuten, daß ähnlich wie im System Enstatit—Hypersthen die Beimengung des Eisensilikates die Ursache für die Änderung des optischen Charakters der Doppelbrechung ist. Forsterit wird durch Zusatz von ca. 15 % Fayalit optisch negativ[4]. Es wurde also zu dem synthetischen Rhodonit allmählich bis 20 % Eisenmetasilikat hinzugefügt und der optische Charakter der Kristalle verglichen. Die Kristalle erwiesen sich trotz der Beimengung an $FeSiO_3$ auch jetzt noch als optisch positiv. Man könnte nun vermuten, daß infolge der raschen Abkühlung Spannungszustände entstehen, welche diese Veränderung verursachen. Es wurde nach der Analyse eines Rhodonits von Pajsberg, Schweden[5]

SiO_2	46,46 %
MnO	41,88 „
FeO	3,31 „
CaO	8,13 „
MgO	0,91 „
Summe	100,69 %

[1] C. Doelter, Handbuch der Mineralogie. 2. p. 733.
[2] Lévy und Lacroix, Les minéraux des roches. 1888. p. 269.
[3] A. S. Ginsberg, l. c. p. 360.
[4] C. Doelter, Handbuch der Mineralogie. 2. p. 8.
[5] Hintze, Handbuch der Mineralogie. 2. p. 1165.

eine Schmelze hergestellt und unter denselben Bedingungen kristallisieren gelassen. Die Kristalle waren homogen, und der optische Charakter der Kristalle entsprach dem der natürlichen Rhodonite, also optisch negativ. Der Rhodonit von Pajsberg enthält 8,13 % CaO; wenn man nun zu synthetischem Rhodonit in wachsender Menge Calciummetasilikat hinzufügt, so erhält man tatsächlich Kristalle, die bis zu einem Gehalt von 80 % $CaSiO_3$ optisch negativ kristallisieren (das hexagonale Kalksilikat ist optisch positiv), nur die Mischung 90 % $CaSiO_3$, 10 % $MnSiO_3$ besteht aus optisch positiven Kristallen. Gleichzeitig vermindert sich auch der Achsenwinkel, der beim Rhodonit groß (ca. 70°) und beim reinen Kalksilikat (ca. 0—8°) ist.

Über die Lichtbrechungsverhältnisse der Mischungen zwischen $MnSiO_3$ und $CaSiO_3$ gibt folgende Tabelle einen Überblick:

Zusammensetzung in Mol.-%		Mittlere Lichtbrechung	Optischer Charakter der Doppelbrechung	Anmerkung
$CaSiO_3$	$MnSiO_3$			
100	0	1,636	positiv	
90	10	1,639	„	Weil die Skala des Refraktometers von ABBE-PULFRICH nur bis 1,70 reicht, konnten die Brechungsexponenten der beiden letzten Mischungen (höher als 1,70) nicht bestimmt werden.
80	20	1,648	negativ	
70	30	1,658	„	
60	40	1,666	„	
50	50	1,678	„	
40	60	1,687	„	
30	70	1,698	„	
20	80	—	„	
10	90	—	„	
0	100	1,714	positiv	

Die Brechungsquotienten deuten, ebenso wie die übrigen physikalischen Eigenschaften, auf eine isomorphe bezw. isodimorphe Mischungsreihe.

Wenn man $CaSiO_3$ mit CaF_2 zusammenschmilzt, so erhält man bekanntlich nicht das hexagonale (monokline) $CaSiO_3$, sondern den bei tieferen Temperaturen stabilen wirklichen Wollastonit, der optisch negativ ist. Es wäre möglich, daß auch bei Rhodonit durch Zusätze (MnF_2, $MnCl_2$) eine bei tieferen Temperaturen stabile, optisch negativ kristallisierende Form entsteht. Aber die zu diesem Zweck ausgeführten Versuche gaben jedesmal dasselbe Produkt wie ohne Zusätze, nämlich optisch positive Kristalle. Flußmittel verändern die physikalischen Eigenschaften des Rhodonits nicht.

Zusammenfassung. Künstliches Mangansilikat kristallisiert in Kristallen, die dem natürlichen Rhodonit entsprechen, aber

optisch positive Doppelbrechung besitzen. Durch Eisen-[1] und Magnesiummetasilikat wird der optische Charakter nicht verändert, wohl aber durch Calciummetasilikat, das schon bei einem Zusatz von 5 % den optischen Charakter von optisch positiv zu optisch negativ verändert. Auch durch Schmelzmittel erhält man nicht die optisch negative Form.

$MnSiO_3$ und $CaSiO_3$ geben eine isodimorphe Mischungsreihe mit einem Minimum entsprechend der Konzentration 90 % $MnSiO_3$, 10 % $CaSiO_3$.

Diese Notiz ist nur eine vorläufige und wird nächstens durch eine Mitteilung über die Systeme $CaSiO_3$—$FeSiO_3$ und $MnSiO_3$—$FeSiO_3$ vervollständigt werden.

Mineralogisches Institut des Hofr. C. Doelter der k. k. Universität Wien.

Zur Entstehung von Kalaharisand und Kalaharikalk, insbesondere der Kalkpfannen.

Von **Eberhard Rimann** in Rio de Janeiro.

Mit 3 Textfiguren.

Durch Passarge waren die geologischen Erscheinungen, welche für das gewaltige südafrikanische Becken der Kalahari so überaus charakteristisch sind, zum ersten Male eingehend erörtert worden[2]. Zahlreiche Beobachtungen dieses Forschers hatten zu der Annahme einer im Verhältnis zur Jetztzeit regenreicheren Periode, der sog. Pluvialperiode, geführt. Die jüngeren Ablagerungen der Kalahari wurden als Kalahariformation bezeichnet und umfassen die Botletle-Schichten („eingekieselte Sandsteine und verkieselte sandige Kalksteine"), den Boden von Kalkpfannen bildend,

den Kalaharikalk („junge Kalke und Kalksandsteine, z. T. mit Diatomeen, Zweischalern, Steppenschnecken") und

den Kalaharisand („Wüstenablagerungen aus alter Zeit, aber z. T. von den Flüssen in der Pluvialzeit umgelagert").

Zur Kenntnis der Kalahariablagerungen sind weiterhin von Hermann[3], Michaelsen[4] und Range[5] Beiträge geliefert worden.

[1] Es hat sich später gezeigt, daß durch Zusatz von 30—40 % Eisenmetasilikat der optische Charakter der Doppelbrechung des Rhodonits vôn positiv zu negativ verändert wird.

[2] Passarge, Die Kalahari. Berlin 1904; —, Südafrika. 1908. Kap. XV und XVI.

[3] Hermann, Beiträge zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1909. p. 372.

[4] Michaelsen, Die Kalkpfannen des östlichen Damaralandes. Mitteil. aus den deutsch. Schutzgebieten. 1910. Heft 3.

[5] Geologie des Deutschen Namalandes. Berlin 1912.

Leider stehen mir alle diese Arbeiten hier nicht zur Verfügung, so daß ich darauf nicht weiter eingehen kann.

Die Probleme, welche die Kalahari darbietet, sind:

1. die Existenz einer niederschlagreichen Periode in der jüngeren Vergangenheit (der sog. Pluvialperiode) und die Frage nach den Ursachen der heutigen „Trockenheit";
2. die Entstehung der „Sedimente" der „Kalahariformation": Kalksandstein, Oberflächenkalk, Decksand;
3. die Entstehung der Pfannen, insbesondere der Kalkpfannen;
4. die Entstehung des Kalaharibeckens selbst.

Auf den letztgenannten Punkt soll in dieser Arbeit nicht eingegangen werden.

Meine diesbezüglichen Beobachtungen wurden in der südlichen Kalahari an dem westlichen Rand des Kalaharibeckens zwischen Windhuk—Olifantskloof einerseits und Kub—Nuis andererseits gemacht. Die Ergebnisse derselben haben also zunächst auch nur Gültigkeit für dieses Gebiet, und es bleibt späteren Forschungen vorbehalten, nachzuprüfen, inwieweit diese Ergebnisse auf andere Teile der Kalahari zu übertragen sind, bezw. inwieweit meine an jene geknüpften weitergehenden Vermutungen sich als berechtigt erweisen.

Zu 1. Daß vor nicht allzulanger Zeit eine regenreichere Periode (sog. Pluvium) auch in diesem Teil der Kalahari geherrscht hat, geht z. B. aus den 30 m mächtigen Terrassenschottern hervor, welche den Lauf des Nossob etwa von Aais ab nach Süden beiderseits begleiten. Daß diese Flußschotter überhaupt noch erhalten geblieben sind, hat man dem Umstande zu verdanken, daß der genannte Teil des fast 2 km breiten Tales einen Grabenbruch darstellt. Nördlich von Aais sind die älteren Flußschotter nur noch als lose auf dem Untergrund liegende Gerölle zu beobachten. Aber während diese Flußschotterbänke nur beweisen, daß früher die Flüsse, die sich auch heute noch als solche kennzeichnen, reißend fließendes Wasser mit sich führten, daß sie außerdem auch in einem bedeutend breiteren Bett geflossen sind als heutzutage, habe ich auch dafür Beweise gefunden, daß das Flußsystem ebenfalls ein ausgedehnteres gewesen sein muß. Es stellte sich nämlich bei Brunnenarbeiten in Kalkpfannen heraus, daß diese Kalkpfannen ausgetrocknete und zugekalkte Flußläufe darstellen.

Es erhebt sich nun die Frage nach den Ursachen der (scheinbaren?) Niederschlagsabnahme. Die Klagen darüber reichen weit zurück. So schreibt Andersson in seinen „Reisen in Südwestafrika bis zum See Ngami in den Jahren 1850—1854": „Sowohl Namaquas als Damaras klagen sehr darüber, daß es jetzt nicht mehr soviel regnet, wie noch vor einem halben Jahrhundert. Die zahlreichen früheren Flußbetten auf den weitgestreckten Sand-

ebenen und die tiefen zerklüfteten Abhänge und Seiten der jetzt verbrannten und verwitterten Höhen lassen deutlich erkennen, daß fast das ganze Land nördlich vom Oranjefluß, soweit Europäer vom Kap aus vorgedrungen sind, in früheren Zeiten weit mehr bewässert war."

Passarge legt den heutigen Klagen über die Abnahme der Niederschläge die starken Schwankungen in dem jährlichen Regenfall zugrunde. Gewiß ist in Anbetracht der erst kurzen Zeit, seit Messungen der jährlichen Niederschlagsmengen in Südwestafrika erfolgen, eine Diskussion darüber heute noch nicht angängig. Der üppige Graswuchs und Baumbestand, das Vorhandensein genügend reichlichen Grundwassers in nicht sehr großer Tiefe, die zahlreichen Quellen in dem von mir bereisten Gebiet lassen jedenfalls die Abnahme der Regenmengen nicht sehr bedenklich erscheinen. Was man auf Grund der geologischen Verhältnisse z. B. in dem Mittellauf des Nossob feststellen kann, ist folgendes:

a) In alluvialer Zeit bestehen die Flußabsätze nur aus feinem Schlamm. Bei Farm Nollau ist die Mächtigkeit des alluvialen Flußlehms z. B. > 6 m. Geröllmassen werden nicht mehr transportiert. Nur zur Regenzeit füllen sich wenige Meter breite Rinnsale mit dem Niederschlagswasser.

b) In voralluvialer Zeit war das Flußbett kilometerbreit und wurde erfüllt mit groben Schottermassen und feinen Flußsanden. Im allgemeinen stellen jene die älteren, diese die jüngeren Flußablagerungen dar [1].

c) Ein Teil der Flußläufe ist heute gar nicht mehr als solche erhalten geblieben, vielmehr sind die Flußbetten allmählich verkalkt worden und stellen heute ein System von hintereinanderliegenden Kalkpfannen dar. Ein Übergangsstadium von Flußbetten zu einem System hintereinanderliegender Kalk-(Lehm-)pfannen stellen die sog. Omuramben der Omaheke dar.

Die Erklärung für diese Erscheinungen liegt meines Erachtens in den tektonischen Verhältnissen. Das Tal des Nossob in seinem Lauf von Aais ab stellt einen Grabenbruch dar. Es wird außerdem von zahlreichen Querverwerfungen durchsetzt. Diese tektonischen Vorgänge, die in den Übergang von der Pluvial- zu der Alluvialformation fallen, diese hervorrufend, haben nun zu einer bedeutenden Niveauveränderung geführt, auch innerhalb der einzelnen Flußläufe.

Das Gefälle im ganzen mittleren Flußlauf des Nossob ist derartig gering, daß ein Transport grober Flußschotter heutzutage ganz ausgeschlossen erscheint. Bei anderen Flußläufen sind die Verschiebungen sogar derart gewesen, daß selbst der feine Detritus

[1] Vergl. hierzu die bei Hermann a. a. O. gegebenen Profile der Flußablagerungen des Weißen Nossob bei Otjihokoro und Okasewa.

kein genügendes Gefälle zur Fortbewegung fand, er staute sich auf, trocknete aus und wurde vom Winde verweht. Nur die in Lösung befindlichen Kochsalze sickerten durch und schieden sich über und zwischen den älteren Flußsanden und Flußschottern aus, bildeten Kalksandsteine und Konglomerate mit kalkigem Bindemittel und verursachten die allmähliche Verkalkung mancher Flußläufe. So entstand ein Teil der Kalkpfannen (vergl. weiter unten).

Zu 2. Die Botletle-Schichten Passarge's umfassen eingekieselte Sandsteine und verkieselte sandige Kalksteine. In dem von mir bereisten Gebiet spielen Sandsteine und sandige Kalksteine an dem geologischen Aufbau des Untergrundes eine große Rolle. Sie gehören den einzelnen Sandsteinhorizonten der Namaformation und der Karrooformation an. Kalksandsteine z. B. sind die unteren Waterbergsandsteine der oberen Namaformation. Auch innerhalb der Schwarzkalkschichten gibt es Kalksandsteinhorizonte. Von diesen Kalksandsteinen, bei denen die Kalkspatkörnchen den übrigen Bestandteilen des Sandsteines zeitlich durchaus äquivalente Gemengteile sind, sind zu unterscheiden solche Kalksandsteine, bei denen das Calciumcarbonat erst durch die Regenwässer in die Sandsteine (oder losen Sand) einfiltriert worden ist. Solche sekundär durch Kalkspat verkitteten Sandsteine findet man in dem behandelten Gebiet z. B. ganz naturgemäß unter den Kalkpfannen, aber auch unter dem roten Kalaharisand. Die Flußsande des Nossob und anderer Flüsse, die in der Pluvialperiode abwechselnd mit Bänken grober Gerölle abgelagert wurden, sind meistenteils ebenfalls Kalksandsteine geworden, da sich unter den Flußschottern in großer Häufigkeit Gerölle von Schwarzkalk der unteren Namaformation befinden, die bei ihrer Auflösung den Zement für die Flußsande liefern.

Es handelt sich also bei dieser zweiten Art von Kalksandsteinen um sekundäre, durchaus lokale Bildungen, welche man, wenigstens in dem behandelten Gebiet, nicht einer besonderen Formation zurechnen kann. Ihre Entstehung beginnt am Ende der Pluvialperiode und setzt sich bis in die Jetztzeit fort.

Die Einkieselung von Sandsteinen und die Verkieselung von Kalksteinen sind Vorgänge, die nicht nur auf die Kalahari beschränkt sind, sondern in jedem ariden Klima beobachtet werden können. Wie ich schon oben erwähnte, sind der rote Decksand der Kalahari und der schmutzig-weiße Oberflächenkalk der Kalahari in dem hier behandelten Gebiet verbreitet.

Was nun zunächst den roten Kalaharisand betrifft, so ist das Rätsel der immensen Sandaufschüttungen keineswegs so unlösbar. Zunächst einmal ist die Decke von Sand zwischen Gobabis und Aminuis nur sehr unbedeutend. Zwischen dem 22. und 23.⁰ südlicher Breite tritt der anstehende Sandstein meist zutage. Aber auch südlich davon findet man an sehr vielen Punkten, wo nur

wenige Meter tiefe Brunnen gemacht worden sind, das anstehende Gestein und selbst in dem losen Decksand Lesesteine genug, welche den Charakter des Untergrundes verraten. Bei Aminuis und Nuis treten Diabas bezw. Schwarzkalkschichten (Tonschiefer, Schwarzkalk) zutage. Aus meinen Beobachtungen ergab sich, daß der Kalaharisand das Zerfallsprodukt der im Untergrunde befindlichen Nama- und Karroosandsteine und Diabase darstellt. Durch das Einsetzen des Windes wurden die losen Sande zu Dünen zusammengehäuft. Die heute üppig bewachsenen Dünen sind in dem Dreieck zwischen Aais, Arahoab und Aminuis sehr zahlreich, so z. B. auf der etwa 50 km langen Strecke zwischen Arahoab und Aminuis über 40 an der Zahl. Die Aufschüttungshöhe mag im Durchschnitt nicht mehr als 10 m betragen, und wenn man sich — worauf schon Range hinweist[1] — diese Sandaufhäufungen in unserem Gebiet in eine Ebene ausgebreitet denken würde, so würde man auf diese Weise kaum einige Zentimeter Aufschüttung erhalten. Dieser Betrag steht aber in gar keinem Verhältnis zu dem gewaltigen Betrag der Abtragung der Sedimente. So sind in dem Gebiet bei Aais von der ca. 2000 m mächtigen oberen Namaformation nur wenige Meter erhalten geblieben. Bei Nuis ist nicht nur die obere Namaformation, sondern auch die gesamte Karrooformation, deren obere Horizonte z. B. westlich davon bei Achab in horizontaler Lagerung durch Einbrüche vor der Abtragung erhalten geblieben sind, abgetragen worden. Anstatt nach Ursachen zu suchen (Transport durch die Flüsse), auf welche die Anhäufung der Sande zurückzuführen sein könnte, müßte man auf Grund der geologischen Tatsachen vielmehr fragen: wo sind die ungeheuren Massen, welche abgetragen wurden, hingekommen?

So wenig wie der Kalaharisand auf die Kalahari beschränkt ist — genetisch ist der Platsand zwischen Aub und Rehoboth genau dasselbe, nämlich das in situ liegengebliebene Zerfallprodukt des Untergrundes —, so wenig ist es auch der Kalaharikalk. Dieser weiße Oberflächenkalk, der meistens noch zahlreiche, schwer zersetzbare Fragmente aus dem Untergrunde, auf dem er liegt, enthält, findet sich z. B. in Deutsch-Südwestafrika überall dort, wo Regenwasser auf kalkhaltigem Boden verdunsten kann, und zwar bildet er sich noch heute. Es ist also unrichtig, die Entstehungszeit des Kalaharikalks in die Pluvialperiode zu verlegen. Man kann sogar mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß die Entstehung des Kalaharikalkes am Ende der Pluvialperiode beginnt und gewissermaßen in die nachfolgende Trockenperiode hinüberleitet, in der er sich, wie gesagt, noch heute bildet. Das Auftreten von Gastropoden und Lamellibranchiaten ebenso wie von Diatomeen und Sumpfpflanzen in dem Kalktuff einiger Kalkpfannen hat für die Frage nach der Entstehung der Pfannensedimente keine

[1] a. a. O. p. 57.

Bedeutung. Es handelt sich durchweg um von den Flüssen aus durch Wasservögel u. dergl. verschleppte Formen. In dem hier behandelten Gebiet kann man das Auftreten des Kalaharikalkes nach drei Gruppen unterscheiden:

Der Kalaharikalk wurde von mir beobachtet

a) als Konkretion verschiedenster Größe in dem roten Decksande liegend,

b) in zusammenhängenden Bänken,

c) in Kalkpfannen.

a) Zwischen Kaitsaub und Klein-Ums, auch bei Groß-Ums, findet man in dem losen Sande liegend zahlreiche Kalkkonkretionen von Daumen- bis Faustgröße, bald rund, bald nierig, brotlaibähnlich usw., welche genetisch durchaus den „Lößmännchen" entsprechen. Da die Sandsteine, welche in dem behandelten Gebiet weitaus am verbreitetsten sind, teils reich an kalkhaltigen Gemengteilen sind, wie Plagioklas, teils aber auch von vornherein als Sandsteine mit kalkigem Bindemittel ausgebildet waren, da ferner über das ganze Gebiet hin die dolomitischen Kalksteine der Schwarzkalkschichten einstmals ausgebildet gewesen sind, wofür die geologischen Aufnahmen zahlreiche Beweise erbrachten, so ist der Kalkgehalt der Decksande und der oberen Zonen des Untergrundes absolut keine auffällige Erscheinung. In dem größten Teil des bereisten Gebietes tritt indes der Oberflächenkalk, wenn wir von den Kalkpfannen zunächst noch absehen, sehr in den Hintergrund. Erst bei Achab, nördlich Aminuis, kann man

b) eine zusammenhängende Schicht von Kalaharikalk beobachten, welche sich von da bis Nuis erstreckt und im Gegensatz zu den reich bewachsenen Grasflächen nur einem kümmerlichen Gras- und Strauchbestand Nahrung bietet. Es muß bemerkt werden, daß diese Bank eines dichten, gelblichweißen Kalksteins nicht aus einzelnen Konkretionen besteht. Für ihre Entstehung ist vielmehr die Tatsache wichtig, daß sich an vielen Stellen zwischen Achab und Nuis, besonders aber bei Nuis selbst, zahlreiche Bruchstücke von unverändertem Schwarzkalk in dem Oberflächenkalk liegend, beobachten lassen. Es wurde nicht nur der innerhalb der Schwarzkalkschichten liegende dolomitische Schwarzkalk, sondern auch ein pseudoolithischer Kalksandstein, eine Strandfazies, die ich auch im Bastardlande bei Nauserus innerhalb der Schwarzkalkschichten beobachtet habe, von mir bei Nuis aufgefunden, so daß man sogar in der Lage ist, annähernd den Horizont dieser in situ in Oberflächenkalk metamorphosierten Schwarzkalkbank anzugeben.

Diese Beobachtung ist außerdem einer der Beweise, daß die Schwarzkalkschichten ursprünglich über den größten Teil der südlichen Kalahari sich ausgebreitet haben müssen, indessen nur lokal durch Einbrüche vor Abtragung bewahrt blieben. Die überaus

häufigen Schwarzkalkgerölle in den Pluvialschottern des Nossob sind ein weiterer Beweis dafür.

c) Größere Verbreitung indes als den vorhergenannten zukommt hat der Kalaharikalk in den Kalkpfannen, und ich komme damit auf die Entstehung der Pfannen und besonders der Kalkpfannen zu sprechen.

Zu 3. Passarge unterscheidet:

Sandpfannen (mit Quellwasser und mit einem aus teigigem Kalktuff bestehenden Boden) in den nördlichen Teilen der mittleren Kalahari;

Kalkpfannen in der mittleren Kalahari aus den ersteren nach Versiegen der Quellen hervorgegangen;

Brackpfannen, besonders in der südlichen Kalahari, von auffallend großer Ausdehnung, als trocken gelegte Seebecken aufzufassen.

Range teilt die Depressionen im Innern des Landes auf Grund der chemischen Beschaffenheit des Pfannenbodens ein in

Sand-, Lehm- und Kalkpfannen,

nach der Beschaffenheit des in ihnen enthaltenen Wassers in

Brack- und Süßwasserpfannen.

Diejenigen Pfannen, in denen sich nach der Regenzeit Kochsalz ausscheidet, werden als Salzpfannen bezeichnet.

Die Bezeichnung „Vley“, welche die Eingeborenen für einige Depressionen haben, ohne indes selbst einen klaren Unterschied zwischen Vley und Pfanne zu kennen, wurde von Range in Übereinstimmung mit Passarge fallen gelassen. Ich schließe mich diesem Vorgange an.

Die Einteilung in Süßwasser-, Brack- und Salzpfannen ist meines Erachtens für wissenschaftliche Zwecke nicht brauchbar. Der Unterschied im Salzgehalt des im Untergrund der Pfannen zirkulierenden Wassers ist nur ein gradueller, so daß also zunächst einmal keine scharfen Grenzen zwischen diesen Gruppen gezogen werden können.

Der Salzgehalt hängt ab von dem Grade der Zersetzung des Untergrundes, welcher von dem Wasser durchzogen wird, ferner von dem Umfang des Gebietes, aus welchem der Wasserstelle (Brunnen oder primitives Wasserloch) das Wasser zuströmt, und schließlich wesentlich von der Niederschlagsmenge. So ist z. B. das Wasser eines Brunnens im alten Flußbett des Schwarzen Nossob in Kaitsaub kurz nach der Regenzeit bedeutend brackiger als späterhin.

In Aminuis ist Wasser aus dem Brunnen am Rande der Salzpfanne stark brackig, ein wenig abseits in dem noch ziemlich frischen Diabas aber süß. Hier liegt noch ein weites Feld für die Forschung vor, die Beziehungen zwischen der Beschaffenheit des Grundwassers, den geologischen und klimatischen Verhältnissen an den Pfannen der Kalahari zu studieren. In dem von mir durchreisten Gebiet fehlen nach dieser Hinsicht noch alle Untersuchungen, und ich selbst konnte mich erst in zweiter Linie mit dem Pfannenproblem beschäftigen. (Schluß folgt.)

Über Glazialspuren im oberen Breggebiet und in den benachbarten Gegenden des mittleren Schwarzwaldes.

Von **Th. Buri** in Mannheim.

Mit 2 Textfiguren.

(Schluß.)

Wie sich meiner Ansicht nach von den verhältnismäßig zahlreichen anderen Buckeln der gleichen Meereshöhe auf Bl. Furtwangen die meisten aus dem Typus im Langgrund ableiten lassen, zeigen die Fig. 3 und 4 der Abb. 1. Der Unterschied ist gering: Nur der Grat oberhalb des Rundhöckers ist der Erosion zum Opfer gefallen und von der ehemaligen höheren Steilstufe ist bloß noch der Rest erhalten, welcher dem Rundhöcker gleichsam als Sockel dient und eng im Umriß mit ihm verschmolzen ist. Die Erosionsrinne ist gewöhnlich ganz einseitig, die andere Seite demgemäß nur schwach ausgefurcht, so daß mit ihr der Sockel wie mit einer Art Brücke eine Verbindung oder Anlehnung zum betreffenden Ufer gewinnt. Diese „Brücke" wäre dann ein weiterer Rest des früheren, höheren Talbodens und zusammen mit dem Sockel des Rundhöckers ein bescheidenes Äquivalent des im Langgrund erhaltenen Grates. Das stellen die in Fig. 4 der Abb. 1 von den Buckeln aus ans Ufer hinüberreichenden Schraffen dar und ist durch das B („Brücke") in Fig. 3 der Abb. 2 angedeutet. Freilich wird uns die „Brücke" nicht so genau wie der Grat des Langgrundes das Niveau des früheren, höheren Talbodens angeben, und der die „Brücke" überragende Teil des Buckels wird ebensowenig genau der Rundhöcker sein, da auch an der „Brücke" eine Zeitlang die Schmelzwasser erodiert haben mögen. Höchstens erhalten wir nach Abb. 2,3 einen Maximalwert R für den Rundhöcker und einen Minimalbetrag S für den Höhenunterschied zwischen der oberen (punktierten) und der unteren (gestrichelten) Talstufe.

Als ein treffliches Beispiel der so gekennzeichneten, isolierten oder durch eine Art Brücke an die eine Talseite angelehnten Erhebungen nenne ich den stattlichen, auf Bl. Furtwangen ausgezeichneten, mitten im oberen Rohrbachtale (einem linken Seitentale der Breg) gelegenen Hügel mit Sign. 947,5. Er entspricht etwa der Abb. 2,3. Ferner greife ich noch den steilen, kleinen Buckel im Streichenbach-Urach mit Sign. 950,6 (geologisch nicht markiert) heraus. Dessen Bedeutung liegt in seiner Lage auf Bl. Furtwangen nahe der (südlichen) Grenze gegen Bl. Neustadt; er ist also recht geeignet, den ununterbrochenen Bestand der 950 m-Stufe über beide Blätter nachzuweisen.

Für das interessanteste aller dieser Gebilde halte ich aber den wohl 20 m hohen Hügel, welcher in der NW-Ecke des Blattes Furtwangen einen Teil des Talausganges des Neuweg in den

Katzensteig abriegelt; er ist nach der Höhenzahl 943,9 auf der Karte leicht zu finden. Seine Größe, seine seltsame Form und seine Lage nahe an der Talwand, von der er jedoch wieder durch eine Einsattelung („Brücke“) getrennt ist, mögen der Grund sein, weshalb er auf der Karte geologisch nicht ausgezeichnet wurde. Die Kenntnis der beschriebenen Formenreihe läßt jedoch keinen Zweifel darüber aufkommen, daß er ein Glied derselben ist. Seine Spitze ist offenbar ein Rundhöcker und lenkte durch ihre Lage weit auf der linken Talseite das Wasser auf die ganze rechte Seite ab, welches so zu einem mäßig breiten Erosionstal neben dem noch aufragenden Höcker umgestaltet wurde. Dieser stimmt in den Größenverhältnissen etwa mit dem beschriebenen großen Buckel (947,5) im oberen Rohrbach überein und in der Lage zum Ufer sowie in der Gestalt ziemlich mit einem anderen, kleineren, ebenfalls im Rohrbach, nur wenig weiter aufwärts gelegenen, wie ich ihn in der Abb. 1,4 oberhalb der großen Erhebung wiedergegeben habe. Diese Ähnlichkeiten (neben so gut übereinstimmender Höhenlage) bilden wertvolle Anhaltspunkte zum Verständnis des sonst so bizarr erscheinenden Hügels in der Neuweg-Mündung am Katzensteig. Bei 1030 m findet sich im oberen Neuweg ein kräftiger Granit-Rundhöcker und hinter diesem eine große, flache Depression.

Auf p. 403 habe ich die bisher behandelten Zeugen eines Gletscherstandes bei 950 m Meereshöhe zusammengestellt. Eine solche Übersicht läßt die Zusammengehörigkeit dieser Bildungen erst in vollem Maße erkennen und verleiht ihnen dadurch erst ihre ganze Beweiskraft. Die auffällige Übereinstimmung der typisch glazialen Formen, unter denen allerlei Übergänge, auch Rundhöcker auftreten, und die oft erstaunlich einheitliche Höhenlage lassen keinen Zweifel darüber aufkommen: Die „rundhöckerartigen Erhebungen“ auf Bl. Furtwangen sind das Produkt eines Gletscherstandes bei 950 m Meereshöhe, den wir zugleich für Bl. Neustadt, d. h. für das ganze ausgedehnte Quellgebiet der Breg und dessen Umgebung als gültig nachgewiesen haben, soweit die gletschererzeugenden Berge gegen 1100 m oder mehr Höhe erreichen.

Ich möchte auch den eingangs genannten Mühlebühl auf Bl. Elzach (Sign. 958,7), welcher in so auffälliger Weise das obere Elztal abringelt, hierher rechnen.

Damit würde sich für den ganzen Ostkamm des mittleren Schwarzwaldes eine weitgehende Übereinstimmung der glazialen Formen ergeben, die sich auch auf die östlichen Ausläufer erstreckt. Von diesen haben wir den höher gelegenen Anteil auf den Blättern Neustadt und Furtwangen bereits kennen gelernt, und es bleibt nur noch über die nord- und ostwärts sich verflachenden

Tabelle glazialer Stufen, Riegel und Rundhöcker bei 950 m im mittleren Schwarzwald.

	Bezeichnung	Höhenlage	Exposition	Höhe des gletscher-erzeugenden Berges	Länge des Gletschers (mit Firn)	Bemerkungen
	a) Blatt Neustadt.					
Stufe in	1. Fahlenbach	ca. 970 m	NO	1100 m	1.5 km	
Stufe in	2. Eisenbach	„ 945 „	NNO	1110—1143 m ($3\frac{1}{2}$ km lang. Kamm)	4 „	Nährgebiet: Gruppe des Steinbühl-Hochberg-Bossenbühl-Kammes
Riegel	3. Mündg. Treiben/Schollach	Sign. 955 m	N	1120 m	1,7 „	
Riegel	4. Beerenschachen.	„ 964.0 „	S	1143 „	1,7 „	
Riegel	5. Bühlhof (Waldau) . . .	„ 956,8 „	W (z. T. N)	1129 „	1,7 „	
	b) Blatt Furtwangen.					
Rundhöckerartiger Hügel in der Talsohle	6. Streichenbach (Urach) . .	Sign. 950,6 m	O	1113,6 m	1,5 km	
	7. Langgrund (Linach) . .	ca. 980 „	SO	1086,6 „	0,9 „	
	8. Oberer Rohrbach	Sign. 947,6 „	NO (bis SO)	1069,5 „	1,8 „	
	9. Birkenbühl(Schützenbach)	„ 947 „	O (bis SO)	1069,3 „	1 „	im Text nicht erwähnt
	10. Katzensteig/Neuweg . .	„ 943,9 „	O	1110—1150 m	2 „	
	c) Blatt Elzach.					
	11. Mühlebühl (Oberelz) . .	Sign. 958,7 m	O (N)	1100—1166 m	4 km	Nährgebiet: 4 km des Kammes d. Rohrhardtsberges
	d) Blatt Triberg.					
	Quellgebiet der Triberger Gutach bei Schönwald (Prisen)	935—950 m	N	1040—1080 m	—	

Höhen der Umgebung von Schönwald auf Bl. Triberg einiges zu sagen übrig. Hier finden wir im Quellgebiet der Triberger Gutach die letzten, mit abnehmender Höhe der gletschererzeugenden Berge undeutlicher werdenden Zeugen der 950 m-Phase in Form von Stufen und Granitschwellen in den nach Norden sich öffnenden Tälern (z. B. bei Schönwald und im Prisen. Selbstverständlich sind auch hier diese Gebilde wohl der Beachtung wert, da sie die Mitteilungen SAUER's über glaziale Reste auf Bl. Triberg (Erläuterungen p. 33) ergänzen und bestätigen. Dabei zeigt sich in der verhältnismäßig noch großen Ausdehnung der Stufe auf Bl. Triberg und in ihrem Vorkommen bis gegen 930 m hinab eine Begünstigung gegenüber den an den südlichen Schwarzwald anstoßenden Teilen unseres Gebirgsabschnittes. Diese Erscheinung stimmt recht gut mit einer Reihe anderer Tatsachen überein, nämlich mit der Zunahme in der Stärke des glazialen Reliefs von Süden (Waldau) nach Norden (Furtwangen bis Katzensteig, Rohrbach), mit der Zunahme der Niederschläge bei Furtwangen (vergl. die 1400 mm-Kurve auf der Karte „Die Verteilung der Niederschläge“ in dem Werke „Das Großherzogtum Baden“, II. Aufl. 1912). Ferner sind nach KLUTE[1] insbesondere von Bl. Furtwangen, sowohl hinsichtlich der Anzahl der Vorkommen wie der langen Dauer bis in den Frühsommer, recht bemerkenswerte Schneereste zu erwähnen. Es ist interessant, wie die Schmelzkurve der am längsten dauernden Schneereste (15. Juni) des mittleren Schwarzwaldes auf KLUTE's Karte der Schneereste (a. a. O. p. 25) ziemlich mit der Kurve der größten Niederschläge bei Furtwangen zusammenfällt. Nach KLUTE (a. a. O. p. 12) „ist . . . zu ersehen, daß die klimatische Schneegrenze im Norden um einen gewissen Betrag tiefer liegt“. Und wenn auch unter „Norden“ der nördliche Schwarzwald gemeint ist, so treffen die von KLUTE zur Begründung der genannten Erfahrung herangezogenen Ursachen doch auch schon für Bl. Triberg und den anstoßenden Teil des Bl. Furtwangen zu. Auch hier besteht noch eine günstige Exposition, insofern im Westen und namentlich in Nordwesten, woher viele Niederschläge kommen, meist niedrigeres Bergland vorlagert. Und die Wirkung der Südwinde und Föhne dürfte auch hier bereits schon abgeschwächt sein; ja es ist das Quellgebiet der Donau bekanntlich der kälteste Teil von Baden.

Die deutlichsten von allen glazialen Spuren im mittleren Schwarzwald hat zweifellos der im vorstehenden am meisten berücksichtigte und in der Tabelle dargestellte Gletscherstand hinterlassen. Es sind aber auch noch Anzeichen einer größeren

[1] „Die Schneereste des Schwarzwaldes im Frühsommer und die Beziehungen ihrer Lage zu den Stellen ehemaliger Vereisung“. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. 1911. **19**. H. 1. p. 21 und 46.

Ausdehnung des Eises da. Wir haben davon außer dem von SCHNARRENBERGER auf Bl. Elzach beschriebenen bereits die Riegel an der Mündung des Fahlenbaches in das Urachtal (bei 820 m) kennen gelernt. Es existieren noch andere, zu ihnen wahrscheinlich äquivalente Riegelbildungen, so Reste von Gneisschwellen im unteren Rohrbach an der Einmündung des „Untergrund“ und gleich nahebei im Bregtal unterhalb Bahnhof Schönenbach, ferner im Joostal an der Mündung der „Schildwende“. Diese drei Gebilde liegen etwa bei 830—850 m; sie sind auf der (geologischen) Spezialkarte zu finden, die beiden ersteren auf Bl. Furtwangen, das letztere auf Bl. Neustadt, sie sind jedoch darauf geologisch nicht vermerkt. Der Riegel im Joostal ist auch auf der Generalstabskarte, allerdings fast zu kräftig, wiedergegeben. Alle drei liegen wohl nur deshalb etwas höher als die Riegel an der Fahlenbachmündung, weil die letzteren durch ihre Lage ganz nahe einer Höhe von 1100 m und direkt unter einem Steilabsturz bevorzugt erscheinen. In Brigach ist bei 850 m ein im Zerfall begriffener Granitriegel zu erkennen (Blockbildung). Er ist auf Bl. Triberg der geologischen Spezialkarte unkoloriert gelassen.

Die Talverengungen und Riegel bei ungefähr 850 m Meereshöhe stellen keineswegs markante Trennungspunkte in den Tälern vor, sondern nur unbedeutende Unterbrechungen. Erst bei etwa 790 m tritt in den Tälern, deren Einzugsgebiet 950 oder mehr m Höhe erreicht, eine einschneidende Änderung ein: Der breite, wannenförmige Charakter wird von der engen Erosionsform oft fast unvermittelt abgelöst, so im Brigach- und im Kirnachtal. Im Bregtal ist dieser Wechsel unterhalb Vöhrenbach sehr deutlich zu beobachten. Wahrscheinlich ist dasselbe Tal weiter unten bei Hammereisenbach von einem steilen Seitenarm, dem Fahlenbachgletscher, bei 750 m noch erreicht worden, als das Eis bei Vöhrenbach stand.

Glazialgeologische Exkursionen des XII. Internationalen Geologenkongresses zu Toronto 1913.

Von **Wilhelm Wolff**.

Mit 2 Textfiguren.

(Fortsetzung.)

Nach diesem kleinen Abenteuer dampften wir in den Russelfjord hinein und gingen für den Rest des Tages und die Nacht an dessen Ostseite in der Seal Bay vor dem Hidden-Glacier („Verborgenen Gletscher“) vor Anker.

Der Hiddengletscher wird durch eine etwa 1,5 km breite Kiesanschwemmung vom Ufer der Bucht getrennt. Bis zum

Jahre 1906 endigte er in bedeutend größerer Entfernung, 1909 aber fand man ihn nicht weniger als 3 km vorgerückt. Seitdem ruht er oder befindet sich in langsamem Rückzug.

Wir begaben uns nachmittags an Land und schritten über die Kiesebene zum Gletscher. Diese Ebene besteht aus Geröllen und Sand. Tonsediment fehlt so gut wie ganz. Zwei reißende, starke Bäche durcheilen sie, der eine im südlichen Teil, der andere mehr im nördlichen; beide verzweigen sich mehrfach um Inselchen und Sandbänke. Je näher man dem Gletscher kommt, desto zahlreicher erscheinen merkwürdige, kessel- oder schüsselförmige Einsenkungen in der Kiesfläche, die teils leer, teils mit Wasser gefüllt sind. Ihr Durchmesser beträgt 3—10 m, die Tiefe meistens 1—2, auch wohl 3 m und darüber. Manche von ihnen waren scharfrandig und frisch, viele sogar noch in der Bildung begriffen und von Erdrissen umgeben. Sie entstehen durch nachträgliches Tauen verschütteter Eisreste und gleichen außerordentlich den Kesseln in unseren baltischen Moränenplateaus. Ich sah hier die Entstehung der Pfuhle bestätigt, wie Ussing sie aus dem Gletschervorsandgebiet des nordwestlichen Jütland beschrieben und richtig gedeutet hat. Es ist eine Eigentümlichkeit des Hiddengletschers, daß er keine Endmoräne bildet, sondern mit flacher Eisböschung unmittelbar an die Kiesebene grenzt. Der nördliche Gletscherbach entspringt aus Höhlungen in einer gewaltigen, steilen Nische sehr weit hinauf an der nördlichen Seitenwand. Von dort fließt er unmittelbar um die Stirn bis fast zu deren Mitte und biegt dann rechtwinklig zum Strande. Auf seinem Wege hat er vor der Stirnwand einen flachen Graben eingeschnitten und das Eis unterhöhlt; die Fundamentplatten des letzteren liegen übersandet im Graben und verursachen ein Nachsinken der Kiesbänke an vielen Stellen. Die im übrigen dachförmige und bequem ersteigbare Eisböschung endigt hier mit einer kleinen Steilwand, von der das Tauwasser tropft und aus deren Spalten kleine Fontänen hervorspringen. Das Eis ist sehr schmutzig, und unter ihm schien stellenweise richtige Grundmoräne zu liegen. An der nördlichen Bergseite befindet sich, durch die weite Bachschlucht vom Gletscherende getrennt, bis 80 m Höhe hinauf festgepackte alte Moräne aus wenig tonigem, mehr oder minder deutlich geschichtetem Schutt, der sehr steinig ist und einige enorme Blöcke enthält. Ein Teil der Moräne ist durch einen Cañon, dessen Wände ihre Struktur prachtvoll enthüllen, von der Hauptmasse abgetrennt. Dieser Cañon muß zu einer Zeit gebildet sein, als das Eis bis unten hin sich fest an die Moränenterrasse anschloß und den weiter oberhalb entspringenden Bach in höherem Niveau hielt, bis er sich durch die Moräne genagt hatte. Die Oberfläche der Moräne bildet eine kleine wellenförmige und von Wasserrissen zerschnittene Terrasse, auf der Gras, Blumen und niedriges, junges Buschwerk

gedeiht. In dieser geringen Meereshöhe wäre eine viel reichere Vegetation möglich. Wir fanden unten in der Kiesebene zahlreiche plattgedrückte Holzgeschiebe, die schon Tarr aufgefallen und von ihm als Zeugen ehemaligen Waldwuchses im Hiddental gedeutet sind. Offenbar hat vor dem noch zu besprechenden großen Vorstoß der Gletscher zu Anfang des 19. Jahrhunderts in dem damals auf weite Erstreckung eisfreien Tale Hochwald gestanden, und nach dem Vorstoß ist die Vegetation erst mit ihren schnellsten Vorposten hier wieder angelangt.

Ich wanderte auf der Seitenterrasse bis oberhalb des Ursprungs des Nordbaches. Dort erreichte der Gletscher die Höhe der Terrasse und schloß sich fest an dieselbe an. Das Eis war nahe dem Lande mürbe und ganz mit kleinen Näpfchen oder Narben bedeckt, in denen feiner, nasser Schlamm ohne Steinchen oder auch nur gröbere Sandkörner lagen. Nach der Mitte hin war es sehr uneben, durch zahllose Bogenspalten zerrissen und von reiner grüner und weißer Farbe.

Im Abenddunkel kehrten wir an Bord der „Maquinna" zurück und dampften in früher Morgenstunde des 5. September eine Ecke weiter nach Norden in die nächste Seitenbucht des Russellfjords, den Nunatakfjord. Im Hintergrunde dieses Fjords endigt der Nunatakgletscher mit einem Hauptarm im Wasser und einem Nebenarm auf dem Lande. Zwischen beiden Armen liegt der „Gannett-Nunatak", ein 1440 Fuß (439 m) hoher und ziemlich steiler Berg aus aufgerichteten paläozoischen Schiefern. Noch zu Russell's Zeit (1891) scheinen die jetzt getrennten Arme den Nunatak völlig umschlossen zu haben. Gegenwärtig umklammern sie nur noch sein südöstliches Ende. Der Fjordarm des Gletschers ist von 1891—1909 mehr als 4 km zurückgewichen, hat dann bis 1910 einen Vorstoß von 2—300 m gemacht und scheint seitdem abermals ein wenig gewichen zu sein. Es kostete uns einige Mühe, mit den Booten durch das dichte Treibeis zum Strande zu kommen. Dann bestiegen wir den Berg, der ein einzigartiges Interesse gewonnen hat, seitdem er durch das Erdbeben vom 10. September 1899 mit einem ganzen Streifenwerk von Klüften und Verwerfungen gemustert ist.

Alaska wird häufig von Erdbeben heimgesucht; das hier erwähnte war eines der schwersten, die die Geschichte kennt, und übertraf zufolge den Aufzeichnungen der Seismographen aller Länder an Heftigkeit noch das große kalifornische von 1906. Tarr und Martin haben ihm eine gründliche Studie gewidmet[1], auf die hier verwiesen sei. Es mag hier nur erwähnt werden,

[1] The earthquakes at Yakutat Bay, Alaska, in September 1899. United States Geological Survey. Professional Paper No. 69. Washington 1912.

daß ein erstes, heftiges Beben sich am 3. September ereignete. Das Epizentrum dieses Bebens lag anscheinend 100 Meilen (160 km) westlich von Yakutat in der Nähe von Kap Yakataga, wo der Strand 3 Fuß gehoben wurde. Am 10. September folgte das Hauptbeben, bestehend aus zwei sehr heftigen und mindestens 52 geringeren Erschütterungen in der Zwischenzeit, sowie zahllosen Nachbeben. In unserer Gegend wurde es beobachtet einerseits von den Einwohnern von Yakutat, andererseits von einer Partie von 8 Prospektoren, die auf der Moräne an der Südseite des Hubbardgletschers, nicht weit vom Variegated Glacier in zwei Zeltlagern hausten. An diesem Tage muß gerade in dieser Gegend das Epizentrum gewesen sein. Die erste starke Erschütterung trat ungefähr 9 Uhr vormittags (Ortszeit) ein, die zweite und wirkungsvollste 12 Uhr 22 Minuten. Wesentlich dieser letzteren, die minutenlang dauerte, werden die Niveauveränderungen im Yakutatgebiet zugeschrieben, die in Hebungen der Ufer von 5—47$\frac{1}{3}$ Fuß Ausmaß und lokalen Senkungen von 1—7 Fuß bestanden. Die Prospektoren, die sich nicht auf den Beinen halten konnten und mit Mühe ihr Leben gerettet haben, beobachteten furchtbare Bergstürze, Flutwellen bis zu 30 Fuß Höhe, ein plötzliches Vorschießen des Hubbardgletschers um eine halbe Meile seewärts, Bersten und Splittern aller Gletscher, Überfüllung des Wassers mit Eistrümmern, Ausbrechen kleiner Seen, Undulieren des Bodens, Auf- und Zuklaffen von Spalten usw. Sehr merkwürdig ist auch eine Beobachtung eines Sergeanten der Nordwest-Polizeitruppe, der sich 90 Meilen (144 km) nordöstlich von Yakutat am Waldufer des Alsekflusses befand. Dort liefen Wellenbewegungen vom Boden an den schlanken Fichten in der Weise hinauf, daß der Stamm gleichzeitig drei oder vier Krümmungen zeigte.

Das Schüttergebiet der als tektonisch angenommenen Erdbebenfolge vom September 1899 reicht an der pacifischen Küste von Sitka bis Homer auf der Kenai-Halbinsel und auf dieser Basis in Form eines Segmentes landeinwärts mit dem Scheitel etwa 1^0 südlich von der Umlenkung des Yukon nach Westen.

Die Expeditionen, die nach dieser Zeit das Yakutatgebiet untersucht haben, bemerkten außer den Hebungen an einer ganzen Reihe von Orten kleine Verwerfungen. Deutlich und schön entwickelt sind dieselben aber nur am Nunatak. Auf der Fjordseite des Berges, die wir in einiger Hast ersteigen mußten, war am unteren Teil des Abhanges wenig zu sehen. Es befindet sich dort eine leichte Bodenfalte, in der ein kleiner Bach herabkommt, und es zeigte sich, daß diese Falte von einer schwachen, aufwärts deutlicher werdenden Spalte durchlaufen wurde, die sich der Bach zunutze gemacht und bereits um einen Fuß und mehr vertieft hat. Oben entwickelte sich aus ihr ein schmaler Grabenbruch mit einseitig erhöhtem Rand von etwa 1,5 m Sprunghöhe. Auf dem

Rücken des Berges erreichte der Graben bis zu 10 m Breite. Der Bergrücken war durch eine große Zahl von Spalten zerhackt, die im großen und ganzen spitzwinklig zur Hügelachse einander parallel liefen und zugleich dem Streichen des Gesteins folgten; doch sahen wir auch einzelne diagonal oder querlaufende Brüche von offenbar sekundärer Natur. Der Abhang zum Landarm des Nunatakgletschers ist ganz besonders steil. Die Brüche reichten dort tiefer hinab wie auf der Fjordseite. Die Bruchränder waren oben auf dem Berge trotz 14jährigen Verfalls noch recht gut und scharf erhalten, und die tiefsten und weitesten Spalten klafften stellenweise noch mehrere Meter tief, eine sogar wohl an 10 m. Nach TARR's Messungen von 1906 ist das Streichen N 40° W und das Höchstmaß einer Einzelverwerfung 7′ 11″ (= 2,36 m). 26 Verwerfungen haben eine Hebungsseite im Südwesten und summieren sich zu einer Gesamthebung von 30,5 Fuß = 9,30 m, 3 Verwerfungen zeigen entgegengesetzte Hebung im Gesamtmaß von 12 Fuß = 3,66 m, so daß eine Hebung des südwestlichen (talabwärts) gerichteten Bergteiles um 5,64 m verbleibt.

Auffallend ist es nun, daß eine solche Verschiebung nicht an der Wasserlinie nachweisbar ist. TARR und MARTIN haben letztere sorgfältig untersucht und die östliche Strecke der Nunatakküste unverändert gefunden. Die westliche Strecke, die unterhalb des scheinbar aufwärts verschobenen Bergteiles liegt, zeigte keine sicheren Anzeichen einer Hebung, doch ließen gewisse Erscheinungen vielleicht auf eine geringe Hebung, etwa um einen Fuß, schließen. Dadurch ist ein interessantes mechanisches Problem entstanden, das LAWRENCE MARTIN in der Zeitschrift Economic Geology [1] kurz erörtert hat. Er nimmt an, daß der Nunatak keine senkrechten Bodenbewegungen erlitten habe, sondern solche von schiefer Richtung einigermaßen parallel zu dem unverworfenen Abhang. Dadurch ließen sich die differenzierten Dislokationen auf der Höhe und dem jenseitigen Abhang erklären. Daß gerade der Nunatak innerhalb eines so großen Gebietes von Verschiebungen zerrissen ist, beruht auf der Nachgiebigkeit seiner Schiefermasse innerhalb der starren Granite, Gneise und Konglomerate der Umgegend.

Von der Höhe des Nunatak hatten wir einen schönen Blick auf den Nunatakgletscher und den kleinen, steil über ihm am südlichen Gebirgsrand klebenden Kaskadengletscher, der eine donnernde Eislawine niedergehen ließ. Interessanter vielleicht noch war der Blick nach Norden auf den Nunatakfjord, dessen Nordufer wundervolle Gletscherterrassen zeigt. Diese Terrassen sind größtenteils von dem Nunatakgletscher erzeugt und senken sich von ihm nach Westen. Sie werden unterbrochen durch ein südwärts in den

---

[1] L. MARTIN, Possible oblique minor faulting in Alaska. Ec. Geol. 1907. II. p. 576.

Fjord sich öffnendes Tal, das den wenig tätigen und fast ganz mit Moräne bekleideten Orangegletscher beherbergt, von dem sich ein durch einen Bergsporn geteilter großer Alluvialkegel in das Wasser vorgeschoben hat. Der Orangegletscher ist ein Beispiel von Gletscherbifurkation; er liegt auf einem flachen (2500 Fuß = 762 m) Bergsattel zwischen höheren Massen und fließt einerseits zum Nunatakfjord, andererseits zum „Bunten Gletscher" (Variegated Glacier), dem er eine Mittelmoräne aus rostrotem Gneis zuträgt. Wahrscheinlich ist er das schrumpfende Überbleibsel eines Verbindungsgletschers vom Nunatak hinüber zum Hubbardgletscher aus der Zeit des letzten großen Vorstoßes beider.

Dieser Vorstoß liegt noch wenig über Menschengedenken zurück. Ein sehr alter Eingeborener aus Yakutat vermochte sich 1906 Tarr gegenüber noch zu erinnern, daß der Nunatakgletscher nicht bloß den gleichnamigen Fjord, sondern nach Norden hin auch einen großen Teil des Russellfjords bis Marble Point erfüllt habe, also über 16 Meilen (25,6 km) von seinem jetzigen Ende. In der Tat zeigen, wie wir im Vorüberfahren mit dem Auge verfolgen konnten, die Gletscherterrassen der Bergschulter an der Ecke vom Nunatak- und Russellfjord eine entsprechende Neigung nach Norden. Auch bezeugen an der Südseite des Nunatakfjords wundervolle hängende Täler, in deren Boden erst eine ganz junge Erosionsfurche eingenagt ist, die einstige hohe Lage des Eisspiegels. Im südlichen Teil des Russellfjords finden sich bis hinter Shelter Cove ähnliche Seitenterrassen wie im Norden. Diese Terrassen bestehen aus Kiesschichten mit undulierender Moränendecke. Die Moränendecke bezeugt einen Eisvorstoß über die vorher abgelagerten Kiese hinweg. Dieser Vorstoß muß kurz gewesen sein, denn er hat die Seitenterrassen nicht fortzuräumen vermocht. An diese geneigten und überwältigten Kiesterrassen schließen sich nun am Südende des Russellfjords andere an, die horizontal liegen und keine Moränendecke tragen; sie reichen bis etwa 140 Fuß Höhe (42,7 m) und enden an den hohen Endmoränen, die das Südende außerhalb des Gebirges umkränzen. Soweit ist also der letzte Eisvorstoß nicht gelangt; indessen muß hier ein Stausee mit lebhaftem Wellenschlag (Eisbergwellen) bestanden haben[1]. Die Sandschichten der Seeterrassen enthalten sehr viel Treibholz, oft in dicken Stämmen. Auch weiter nordwärts findet man Reste alter Waldvegetation, wozu auch die Holzstücke aus dem Hiddengletscher gehören; daraus ergibt sich der Schluß, daß vor dem Vorstoß die Gletscher lange Zeit hindurch weiter zurückgelegen haben als jetzt und eine reife

[1] Martin macht im Guide Book No. 10, p. 148, darauf aufmerksam, daß dieser See sich noch auf Tebenkof's 1852 erschienenem Atlas der Küste von Alaska vorfindet. Tebenkof's Darstellung beruht auf einer Karte von Khromtschenko aus dem Jahre 1823, die wiederum wahrscheinlich den Zustand einige Jahre vor 1823 auf Grund von Eingeborenenberichten darstellt.

Waldvegetation in diesen Gebieten aufkommen ließen, die dann bei dem Vorstoß zerstört wurde. Dazu stimmen auch die eigentümlichen Vegetationsverhältnisse der Gegenwart. Die alten, hohen Moränen um das Südende des Russellfjords tragen reifen Tannenhochwald. Auf den Seeterrassen dagegen findet man zwar dichten Niederwald aus Weiden, Erlen und Pappeln, also denjenigen Gewächsen, die in diesen Zonen allgemein die Pioniere des Waldes sind, aber erst wenige und geringe Fichten. Je weiter man die Abhänge des Russellfjords nordwärts verfolgt, um so jünger und dürftiger ist die Vegetation trotz des ihr zusagenden Klimas, und in der Nähe der heutigen Gletscherenden findet man die allerjüngsten Anfänge. Dies alles beweist einen so raschen Rückgang der Gletscher in junger Zeit, daß der Waldwuchs noch nicht hat nachfolgen können. Ähnlich liegen die Verhältnisse in der Disenchantment Bay, während die Gestade der Yakutat Bay und die alte Yakutatmoräne, die sich der alten südlichen Russellfjordmoräne anreiht, von Urwald bedeckt sind. Diese differenzierte Wanderung der Flora, die übrigens durch Fernow, wenn auch weniger auffällig, auch in der Nähe des Muirgletschers beobachtet ist (vergl. Harriman-Expedition, Alaska), wird den nordeuropäischen Glazialisten an die spätglaziale Florenfolge erinnern, wie sie namentlich aus Dänemark beschrieben ist. Denken wir uns in der Moräne des Nunatak oder Orange glacier einen Teich mit kontinuierlichem Tonabsatz, so werden sich darin gegenwärtig zunächst die hineingewehten Blätter von buschförmigen Weiden und Erlen einbetten, untermischt mit solchen von kleineren Pflanzen. Später werden Espen bezw. Pappeln hinzukommen und zuletzt Nadeln und Zapfen der Fichte und Föhre. Ist das nicht ein zwar unvollkommenes, aber doch bemerkenswertes Analogon zu der Vegetationsfolge *Dryas-Salix, Betula, Populus, Pinus* in den spätglazialen Schichten der cimbrischen Halbinsel? Genau wie am Russellfjord so deutet auch hier sehr vieles darauf hin, daß eine verhältnismäßig reich gemischte feucht-kühle Flora jenseits der großen, wüsten Vorsandebene existierte, deren einzelne Glieder nur mit verschiedener Geschwindigkeit dem Eise nachrückten. Das Trifolium *Dryas octopetala, Betula nana* und *Salix polaris* besiedelte allen voran die Ablations- und Endmoränen. Die Bäume waren dem Klima wohl gewachsen, konnten aber wegen ihrer viel langsameren Entwicklung bis zur Saatfähigkeit erst nach längerer Weile nachrücken.

Wann nun jener noch größere, erste Eisvorstoß der Russellfjordgletscher, des Hubbard und des Malaspina stattgefunden hat, dem diese alten Außenmoränen angehören, ist unbekannt. Es ist nicht notwendig, anzunehmen, daß er soweit vor der Gegenwart liegt, wie etwa die Wisconsinvergletscherung; er kann sehr wohl vor tausend oder wenigen tausend Jahren sich vollzogen haben, und die Frische der Moränen, die gute Erhaltung der Ero-

sionsformen, die mit ihm in Zusammenhang stehen, reden für eine verhältnismäßig junge Vergangenheit. Aber ein sicheres Zeitmaß zu seiner Datierung ist noch nicht gefunden. Der jüngere Vorstoß fand, wie schon erwähnt, im 18. und 19. Jahrhundert statt. Die ihm vorangehende Waldperiode war eine lokale Interglazial- oder richtiger Interstadialzeit jungen, historischen Datums.

Vom Nunatak dampften wir noch am Vormittag des 5. September in den Russellfjord nordwärts, um der Moräne des Bunten Gletschers (Variegated Glacier), des Nachbarn des Hubbard, einen eiligen Besuch abzustatten. Leider waren alle Veranstaltungen dieser Tage sehr eilig, weil der schadhafte Zustand unseres Schiffes die Rückkehr über die offene Ozeanstrecke zwischen der Yakutatbucht und Kap Spencer nur ratsam erscheinen ließ, solange das günstige Wetter andauerte, und dieses konnte in so später Jahreszeit unerwartet schnell umschlagen. Ursprünglich war ein dritter Studientag in dieser Gegend vorgesehen; nun aber mußte das Wichtigste in zwei Tage zusammengedrängt und die Rückfahrt noch am Abend des 5. September angetreten werden.

Der Bunte Gletscher[1] ist seit Russell's Zeit ziemlich stationär. Nur 1905 bis 1906 zeigte er eine erneute schwache Belebung. Sein Unterende breitet sich an der Südseite des Hubbard vor den beiden Talöffnungen, aus denen er hervorquillt, auf einer Ebene aus. Das merkwürdigste ist in diesem Piedmonteis eine eingeschlossene eisfreie Fläche, die im Jahre 1905 100 Fuß über dem Meeresspiegel lag, eine Meile (1,6 km) lang und dreiviertel Meilen (1,2 km) breit war und durch die Gletscherbäche mit Sand und Kies erfüllt wurde. Übrigens hatte sie offenbar eine dünne Basis von totem Eis, und das unterirdische Abtauen dieses Eises führte Bodensenkungen, Spaltenbildung und die Entstehung kleiner Teiche mit sich.

Wir hatten leider keine Zeit, um so weit vorzudringen, sondern konnten nur die Moränenpartien am Strande besteigen, die 10—20 m hoch waren und aus grobem Gesteinsschutt bestanden. Es war eine typische Kesselmoräne mit vielen kleinen und größeren Söllen voll klarem Wasser. Nach Martin's Erklärung liegt auch unter ihr noch totes Eis und die Pfuhle bilden sich durch Schmelzung des liegenden Eises noch fort. Auf der Moräne und somit einen oder mehrere Fuß über dem Eisboden hatten sich zahlreiche Erlenbüsche angesiedelt, die vortrefflich gediehen und mit ihrem frischen Grün die Steinwüste belebten.

Vom Bunten Gletscher ging es, diesmal näher an der zackigen grünen Mauer des Hubbard, unter vorsichtiger Vermeidung unserer Strandungsstelle zurück zur Disenchantment Bay, wo uns die Boote

---

[1] So genannt nach seinen verschiedenfarbigen, ziemlich scharf getrennten Moränen aus weißem Granit, rostbraunem Gneis und schwarzem Hornblendegneis.

an den gehobenen Strand der Haenkeinsel brachten. Dieses steile Felseiland von etwa 800 m Länge und 158 m Höhe zeigt schöne Rundhöckerformen. Es ist durch das Erdbeben von 1899 um 17—19 Fuß (5,18—5,79 m) gehoben und von einer alten Uferterrasse umgürtet, die während eines offenbar sehr langen Ruhezustandes vor dem Beben bis zur Breite von 100 Fuß (30 m) in das harte Gestein eingeschnitten ist. Wir machten an der Westseite der Insel einen Spaziergang auf dieser blank gewaschenen, jetzt dem Anprall der Eisberg- und Sturmwellen entzogenen Terrasse bis zu einer Klippe, an der noch Seepocken (*Balanus porcatus* oder *cariosus*) hafteten, die dort vor dem Erdbeben gewachsen waren. Der Felsboden war mit *Mytilus*-Schalen bestreut.

Nach diesem Abstecher fuhren wir nachmittags 4½ Uhr in die Yakutat Bay hinaus. Vom Ozean, über den Regenschauer zogen, wogte eine breite Dünung herein. In drei Seemeilen Abstand folgten wir lange Zeit der Malaspinaküste; näher mochte der Kapitän sein Fahrzeug nicht führen, weil vor dieser Küste infolge der Gletscherbach-Anschwemmungen weithin seichtes Wasser ist. Wieder erschien uns der Gletscher wie ein langes, sehr ebenes Waldplateau von etwa 200 m Höhe, über dem wie ein Wasserspiegel ein zarter Streifen des weißen Eisspiegels schimmerte. Während wir uns dann von ihm entfernten, verzogen sich die Wolkenballen von den Flanken des Hochgebirges. Ein Gipfel nach dem anderen wurde im weißen Schneekleide sichtbar, und zuletzt trat der herrlichste von allen, der St. Eliasberg, in voller Majestät hervor. Anfangs erschien nur sein Gipfel als kleines, weißes Dreieck hoch über den Wolken, und wie er so der Erde entrückt zu schweben schien, wollte es uns fast undenkbar scheinen, daß Menschenfuß diese gewaltige Höhe betreten hat. Der Herzog der Abruzzen hat im Sommer 1897 mit einigen auserwählten italienischen Alpenführern diese Tat vollbracht. Lange leuchtete der Berg im reinen Abendrot uns nach, während wir auf dem unruhigen Ozean unter Regenschauern und kalten Windstößen die Fahrt nach Süden wandten.

In der Frühe des 6. September passierten wir Kap Spencer und gegen Mittag hatten wir, in die Gletscherbucht (Glacier Bay) einlenkend, uns der Front des Muirgletschers auf sechs Seemeilen Abstand genähert. Dieser gewaltige Gletscher befindet sich in rapidem Rückgang, worüber L. Martin im Guide Book No. 10 an Hand von Kartenskizzen eine interessante Übersicht gibt. Das Nährgebiet des Muir befindet sich im Bergland östlich der Fairweatherkette; es bildet im großen und ganzen einen nach Süden offenen Halbkreis, überragt von 5—7000 Fuß (1560—2700 m) hohen Kämmen, und wird auf 800 Quadratmeilen (2000 qkm) geschätzt mit mehr als 350 Quadratmeilen (900 qkm) Gletscherfläche. Die Geschichte des Gletschers ist kurz folgende: Genau wie die

Gletscher der Yakutatgegend haben auch diejenigen der Glacier Bay, also der Muir, der Grand Pacific und seine zahlreichen Nachbarn, in alter Zeit eine unvergleichlich größere Ausdehnung gehabt als gegenwärtig. Dieser ersten Ausbreitung folgte, ebenfalls analog den Yakutatgletschern, ein Rückzug auf ein noch kleineres Maß als jetzt und ein Vordringen vollwüchsiger Wälder entlang den Fjordküsten bis in gegenwärtige Eisgebiete. Zur selben Zeit, in der dann der jüngere große Vorstoß der Russellfjordgletscher erfolgte, rückte auch der Muir wieder vor, und zwar mindestens 34 Meilen (54 km) weit. Vancouver und Whidbey lernten ihn 1794 in diesem Stadium kennen, und W. Ogilvie fand ihn 1814 noch eine Meile weiter vorgestoßen. Dann folgte ein fast ununterbrochener Rückzug, und zwar von 1794—1880 um mindestens 24 Meilen (38 km) und bis 1890 um weitere 7300 Fuß (2200 m); zwischen 1890 und 1892 kam ein kurzer Vorstoß um 900 Fuß (270 m), dann bis 1899 ein langsamer Rückzug. Nach den großen Erdbeben, die in diesem Jahre auch die Glacier Bay heftig in Mitleidenschaft zogen, obwohl sie allerdings dort keine Niveauveränderungen zu bewirken vermochten, beschleunigte sich der Rückzug des Muir in auffallendem Maße. Er betrug von 1899—1903: 12 620 Fuß (3830 m), 1903—1906: 18 480 Fuß (5610 m), 1906—1907: 13 200 Fuß (4000 m) und 1907—1911: 2000 Fuß (600 m). Dabei nahm das vordem gerade, von einem Gestade des Muir Inlet zum anderen gestreckte Eiskliff eine immer tiefer eingebuchtete Gestalt an und verlängerte sich von 2800 m im Jahre 1892 auf 12 km im Jahre 1906. Mehrere Felshöcker, die vorher als Nunataks mitten im Eise lagen, rückten an den Rand und wurden schließlich freie Berge, die statt vom Eise von den Wellen des Fjords umbrandet wurden. Der Rückzug des Muir dauerte auch 1912 und 1913 noch an. Ganz analog ist der mächtige westliche Nachbar des Muir am Reid Inlet, der Grand Pacific-Gletscher, obwohl er von einem anderen Firngebiet, nämlich den östlichen Abhängen des Fairweathergebirges genährt wird, seit John Muir's Messungen im Jahre 1879 beständig zurückgewichen, und zwar ebenfalls mit besonderer Beschleunigung seit dem Erdbebenjahr 1899. Ein Zufall will es, daß gerade über ihn die Grenze zwischen den zur Union gehörigen Alaskaküstenstreifen im Süden und dem kanadischen Inland hinweglief. Durch seinen Rückzug hat sich von Süden her der Fjord „Reid Inlet“ über diese Grenze hinaus verlängert und für Kanada eine Hafenbucht geschaffen, deren Dauer allerdings recht fragwürdig ist; wenn ich nicht irre, schiebt nämlich neuerdings der Grand Pacific sie wieder zu.

Wir landeten an dem auf der Karte Fig. 27 des Guide Book mit J bezeichneten Nunatak, der jetzt eine steile, mit Moräne überschüttete Felseninsel bildet. In einiger Höhe über dem Wasser ragen aus dem blockreichen Grus des Abhanges Fichtenstümpfe in aufrechter Stellung hervor, die oben abgebrochen und mehr

oder minder stark auseinandergequetscht sind. Sie stammen von großen, etwa 1—2 Fuß starken Bäumen eines Waldes, der hier vor dem letzten großen Vorstoß des Muir gewurzelt hat. Der Gletscher hat sie abgebrochen, gequetscht und verschüttet, und jetzt sind sie unter dem Eise wieder zum Vorschein gekommen. Auch auf der Ostseite des öden Berges sahen wir solche Stümpfe.

Am Nachmittag fuhren wir wieder aus dem Muir Inlet heraus. Während die Westküste mit einer vor den Bergfuß gelagerten mächtigen Kiesterrasse vor unseren Blicken vorüberzog, konnten wir durchs Glas auch hier einen Stumpfwald entdecken, der durch die Erosionsarbeit eines starken Baches in breiter Niederung freigewaschen war. Er sah ähnlich aus wie der von Curtis photographierte, den man im Alaskawerk der Harriman-Expedition[1], 2. p. 250, vorzüglich abgebildet findet.

Das Wetter war umgeschlagen, wie zur Rechtfertigung der Vorsicht unseres Kapitäns. Wir blieben die Nacht über in den Gewässern der Jcy Strait und setzten am anderen Morgen (7. September), nachdem uns Herr Martin behufs Fortsetzung seiner Studien in der Glacier Bay verlassen hatte, in Regen und Wind die Fahrt nach Skagway fort. Skagway liegt im innersten Nordostwinkel des Fördengebietes der südlichen Alaskaküste am Ende des Lynnkanals und ist der Eingangshafen zum Yukongebiet, dem wir nunmehr zustrebten. Da gegen Nachmittag Wind und Regen nachließen, bewilligte uns der freundliche Kapitän Mc Leod einen kleinen Abstecher zum Davidsongletscher. Dieser Gletscher liegt an der Westküste des Lynnkanals und empfängt seine Eismassen von den großen Firnen des nordöstlichen Muirhochlandes, von wo er sich durch eine Gebirgsscharte zur Küste drängt. Der Abfall des Gebirges zur Küste ist steil, aber gerade dort, wo der Eisstrom herabgleitet, befindet sich ein kleines Vorland, auf dem er sich frei nach allen Seiten ausbreiten kann. So entsteht ein halbkreisförmiger großer Gletscherfuß aus zerklüftetem Eis, das in wundervollem Weiß über dem schwarzen Hochwald schimmert, der den Strand umgürtet. Der Gletscher erreicht nämlich nicht ganz das Wasser, sondern endigt mit ziemlich steiler Böschung im Walde. Von seiner Südseite kommt ein brausender Fluß zum Meer.

Wir landeten gegen 4 Uhr mit unseren Booten an einem Strandwall, der eine kleine Lagune abschließt, und suchten einen Pfad durch den Wald, um das Eis zu erreichen. Es hieß, daß ein „Government-trail" dorthin führe. Am Waldrand stand ein verschlossenes Blockhaus, und tiefe Wagengleise und Lichtungen zeigten, daß hier Holzfäller tätig gewesen waren. Der Wald am Ufer war ein prachtvoller alter Fichtenwald mit dichtem Untergebüsch aus mannshohen Farnen, stachligen Teufelskolben und

[1] Alaska. London 1902. John Murray.

dergleichen. Alle Holzwege endeten schon in kurzer Entfernung in der Wildnis. Fast eine Stunde suchten wir den „Government-trail", ohne ihn zu finden; schließlich begannen wir durch das Dickicht gradewegs vorzudringen. Zunächst ging es in ziemlich ebenem, alten Walde einigermaßen vorwärts. Dann kam eine aus niedrigen Hügelhaufen bestehende Moräne und mit ihr eine zweite Zone von bedeutend jüngerem, vielleicht 50jährigem Holz. Hinter der Moräne gerieten wir an vielarmige Gletscherbäche mit tiefem, schlammigem Wasser, zu tief zum Durchwaten und zu breit zum Überspringen. Auf und ab suchten wir eine Sprungstelle, wobei dichte, schräg über das Wasser geneigte Erlengestrüppe uns aufs äußerste behinderten. Hatte man schließlich einen Wasserlauf übergangen, so stand man nach wenigen Schritten vor dem nächsten, und zuletzt mußten wir einsehen, daß es auch auf diese Art nicht ging. Es war Spätnachmittag, und die einbrechende Dämmerung mahnte gebieterisch zur Umkehr. Wir hatten nicht mehr als einen oder anderthalb Kilometer zurückgelegt. Hie und da konnten wir das Eis durch die Bäume schimmern sehen, aber keiner von den klimmenden, watenden und kriechenden Gruppen, in die sich unsere Gesellschaft aufgelöst hatte, gelang es heranzukommen. So fanden wir uns schließlich bei den Booten wieder an, mißvergnügt über das Unerreichte, aber bereichert durch eine handgreifliche Bekanntschaft mit dem berühmten Urwald vor einer Gletscherstirn in Alaska[1]. Zum Schluß haben wir noch zu vieren den Versuch gemacht, an der Südseite des Waldes in der Geröllflur des Flusses vorzudringen, aber die Dampfpfeife der „Maquinna" rief uns zurück. Der Fluß hatte eine solche Stoßkraft, daß man das Klirren und Rollen der Geschiebe deutlich durch das Brausen des Wassers hindurchhörte. (Schluß folgt.)

Personalia.

Professor Dr. **A. Tornquist**, Ordinarius für Geologie und Paläontologie an der Universität Königsberg, geht als ordentl. Professor für Geologie und Mineralogie an die k. k. Technische Hochschule zu Graz und wird Vorstand der dortigen Lehrkanzel.

Habilitiert: Dr. **Paul Niggli**, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der eidg. Techn. Hochschule Zürich, in gleicher Eigenschaft an der Universität in Zürich.

Gestorben: Prof. Dr. **J. T. Sterzel** in Chemnitz.

[1] Ich habe diese ausführliche Schilderung eingefügt, weil ich glaube, daß sie eine deutlichere Vorstellung gibt als eine trockene botanische Analyse.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Juli 1914 No. 14

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zum Gedächtnis Armin Baltzer's.

Von **E. Hugi** in Bern.

Am Morgen des 4. November 1913 starb in Hilterfingen am Thuner-See in seinem 71. Lebensjahre Dr. A. Baltzer, ordentlicher Professor der Geologie und Mineralogie und Direktor des mineralogisch-geologischen Instituts der Universität Bern. Ein Schlaganfall hat seinem Leben und damit auch einem alten, immer wiederkehrenden Nervenleiden ein jähes Ende gesetzt. Ein Mensch edler Art, ein Charakter von seltener Stärke und Geradheit und ein Geologe von markantester Bedeutung ist mit Baltzer zu Grabe gegangen.

Richard Armin Baltzer wurde am 16. Januar 1842 in Zwochau im Regierungsbezirk Merseburg als Sohn des Pfarrers Friedrich Baltzer geboren. Die religiös-politischen Kämpfe der vierziger Jahre zwangen den Vater, als Flüchtling die Heimat zu verlassen. Die erste Jugendzeit Baltzer's wurde zu rastlosen Wanderjahren, die ihn von deutschem Boden nach Belgien und in die Schweiz führten. Eine Fülle tiefer, aber freilich nicht immer hoffnungsfroher Eindrücke bildeten damals das junge Gemüt und gaben dem Charakter seine Festigkeit. Im Jahre 1855 nahm Baltzer's Familie dauernden Aufenthalt in Zürich. Nun endlich folgten ruhigere Zeiten, in denen der junge Baltzer seine oft unterbrochene Gymnasialbildung zum Abschluß bringen konnte.

Im Jahre 1860 bezog Baltzer die Universität Zürich zum Studium der Naturwissenschaften. Zunächst fesselte ihn die Zoologie, dann aber neigte er mehr und mehr der Geologie, der Mineralogie und Chemie zu. Escher von der Linth, Kenngott und Wislicenus waren die Lehrer in diesen Fächern, welche einen entscheidenden Einfluß auf die Studienrichtung Baltzer's ausübten. Das Jahr 1864 führte den Studenten an die Universität Bonn und hier promovierte der spätere Professor der Geologie bei Troschel mit einer zoologischen Arbeit.

Die Erinnerung an häufige Exkursionen ins nahe Siebengebirge und an die Wanderungen im herrlichen Rheinland war für Baltzer noch in späteren Jahren ein Lichtpunkt in jener examenschweren Zeit.

Die große Liebe zur Gebirgswelt und eine starke Neigung für den Bergsport veranlaßten den jungen Doktor, in seine zweite

Heimat, in die Schweiz zurückzukehren; er wurde Assistent von Wislicenus am chemischen Institut der Universität Zürich und bald darauf, im Jahre 1869, gab ihm eine Lehrstelle für Chemie, Mineralogie und Geologie an der Züricher Kantonsschule eine festere Stellung.

Baltzer wurde eines der eifrigsten Mitglieder des schweizerischen Alpenklubs, für dessen Jahrbuch er manchen Beitrag geliefert hat. Die außergewöhnliche bergsteigerische Tüchtigkeit weckte bald das Bestreben, nicht nur die äußeren Formen des Gebirges kennen zu lernen, sondern auch in seinen inneren Bau einzudringen. Rein touristische Interessen traten in der Folgezeit zugunsten wissenschaftlicher Beobachtungen zurück und Baltzer wandte sich mehr und mehr der Alpengeologie zu. Häufige Exkursionen mit dem ausgezeichneten Geologen Escher von der Linth vertieften und festigten das geologische Wissen, sie waren die gründliche Vorschule für die späteren geologischen Hochgebirgsaufnahmen.

Im Jahre 1873 habilitierte sich Baltzer für das Fach der Geologie an der Universität und am eidgenössischen Polytechnikum Zürich mit einer Antrittsrede über „Die Konstitution der Steinkohlen“. Eine Monographie über einen Gebirgsstock der ostschweizerischen Kalkalpen, die im selben Jahre erschien: „Der Glärnisch ein Problem alpinen Gebirgsbaues“, war das Erstlingswerk des Geologen Baltzer.

Im folgenden Jahre nahm Baltzer Urlaub und bereiste Sachsen und Böhmen. Die homogenen Vulkane im oberen Elbgebiet regten ihn zum Studium tätiger Vulkane an, er kam nach Italien, lernte mit Palmieri's freundlicher Unterstützung den Vesuv kennen, er besuchte die Liparischen Inseln, wo besonders der aktive Vulkanismus auf Vulcano ihm Stoff zu mehreren Veröffentlichungen bot. Er durchwanderte und beschrieb das weite Vulkangebiet des Ätna.

In die Schweiz zurückgekehrt, beschäftigten Baltzer vielfach die Felsstürze in den Alpen und im Jura und er trat in Verbindung mit der schweizerischen geologischen Kommission, die ihm die Untersuchung der Grenzverhältnisse zwischen Kalk und Gneis am Nordrande des Finsteraarmassivs übertrug. Durch eine gewaltige, mehrjährige Aufnahmearbeit in schwer zugänglicher Hochgebirgsregion hat Baltzer für sein Arbeitsgebiet den Nachweis erbracht von einem großartigen, von Süden her erfolgten Horizontalschub in der Erdrinde. In großen liegenden Falten ist der Gneis bei der Hauptthebung der Alpen passiv in den Kalk hineingefaltet worden. Die Theorie von einem intrusiven Eindringen des Gneises in die Sedimente, wie sie Studer vertreten hat, wird widerlegt. Die Entstehungsverhältnisse des zentralen Alpengebirges erfahren eine gründliche Umdeutung. Die neu gewonnenen Resultate, die niedergelegt sind in der 20. Lieferung der Beiträge

zur geologischen Karte der Schweiz: „Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland", Bern 1880, haben Baltzer's Namen weit über die Landesgrenzen hinaus bekannt und berühmt gemacht, sie bedeuten einen Wendepunkt in der Entwicklung der Alpentektonik.

Im Jahre 1884, nach dem Tode J. Bachmann's, erhielt Baltzer einen Ruf als ordentlicher Professor für Geologie und Mineralogie an die Universität Bern. In drei kleinen Räumen des alten Hochschulgebäudes entfaltete er nun eine intensive und vielseitige Lehrtätigkeit innerhalb der Gebiete der Geologie, Paläontologie, Mineralogie und Petrographie. In Anerkennung der großen und erfolgreichen Arbeit des Hochschuldozenten wurden später von seiten des Staates die notwendigen Kredite zur Errichtung eines neuen mineralogisch-geologischen Instituts bewilligt. Im Herbst des Jahres 1897 konnte Baltzer die größeren, zweckdienlicheren Räume beziehen. Die nächstfolgenden Jahre waren die glücklichsten Zeiten seines akademischen Wirkens.

Neben der immer weiter ausgedehnten Lehrtätigkeit ging aber auch eine rege wissenschaftliche Arbeit. Zum Teil befaßte sich dieselbe mit kleineren Fragen, wie mit den schweizerischen Lößablagerungen, mit den Diluvialbildungen und der marinen Molasse in der Umgebung der Stadt Bern, gelegentlich wurden auch mineralogische Themata berührt (Scheelitfund bei Guttannen, Barytkonkretionen im Berner Oberland). Ganz besonders aber fesselten Baltzer in dieser Zeit die geologischen und petrographischen Probleme des mittleren Aarmassives, die sich ihm im Anschluß an die Untersuchungen über den Kalk- und Gneis-Kontakt aufdrängen mußten. Ein zusammenfassendes Bild der Aufnahmeergebnisse über diesen Gegenstand gibt uns die 24. Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz („Das Aarmassiv, mittlerer Teil etc., Bern 1888). Das Alter des Protogins, die Fächerstruktur der kristallinen Zentralmassive, die Altersbeziehungen und die Entstehung der Schieferhülle bilden die Hauptgesichtspunkte dieser Untersuchungen. Eine endgültige Lösung der weit ausholenden und schwierigen Aufgaben konnte freilich durch Baltzer's Arbeiten nicht gegeben werden, wie auch heute noch in diesen wichtigen petrographisch-geologischen Fragen das letzte Wort nicht gesprochen ist.

In den kommenden Jahren wandte sich Baltzer besonders der Glazialgeologie zu. Vorerst arbeitete er in den Gebieten des diluvialen Aare- und Rhonegletschers, deren Ablagerungen in der Umgebung von Bern er in mustergültiger Weise in der 30. Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz dargestellt hat („Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern etc.", Bern 1896).

Eine Anzahl weiterer, kleinerer Arbeiten wurde veranlaßt

durch eine Reise, die Baltzer in den Jahren 1892 und 1893 nach Italien, Sizilien und Nordafrika unternahm. Er beobachtete den Ausbruch des Ätna vom Jahre 1892 in seiner letzten Phase und beschrieb den Verlauf der ganzen Eruption im N. Jahrb. f. Min. etc. (Bd. I. 1893). Im Winter 1892/93 finden wir Baltzer in Tunesien und Algerien. Hier beschäftigten ihn die tektonischen Klippen des Zaghouan und Djebel Resas und der Jurazug des Atlas, in Biskra studierte er die Wüstenphänomene.

Baltzer bestritt stets die Annahme extremer Glazialerosion und in sarkastischer, aber humorvoller Weise, wie er es oft und gerne zu tun pflegte, hat er die Auswüchse einer einseitigen Theorie kritisiert. Um das Ausmaß des Abtrages durch die Gletscher ein für allemal genau messend festzustellen, leitete er an der Zunge des Unter-Grindelwaldgletschers einen denkwürdigen Versuch ein: Am Gletscherrande wurde eine Anzahl Löcher in den festen Felsengrund gebohrt und die Tiefe und Lage derselben aufs genaueste bestimmt. Die Daten hierüber sind festgelegt im 33. Bande der Denkschriften der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft („Studien am Unter-Grindelwaldgletscher etc.", Zürich 1898). In späteren Jahren werden die fließenden Eismassen wieder über die Versuchsstelle vorstoßen und in weiter entlegener Zeit von neuem zurückoszillieren, dann kann die Lochtiefe nachkontrolliert werden und ihre Verminderung liefert ein sicheres Maß für die Abnutzung der Felsfläche durch die einmalige Gletscherschwankung. Baltzer hat die vollständige Durchführung des Versuches nicht mehr erlebt, er hat das wohl vorausgesehen und deshalb hat er uns die später auszuführenden Beobachtungen oft warm ans Herz gelegt.

Von der Bearbeitung der Glazialgebiete nördlich der Alpen wurde Baltzer in den folgenden Jahren zum Studium der diluvialen Gletscherablagerungen Oberitaliens und zu Aufnahmen in den südlichen Kalkalpen geführt. Ganz besonderes Interesse hatte für ihn die geologisch so abwechslungsreiche Umgebung des Iseosees. In jener landschaftlich reizvollen Gegend pflegte er in seinen Ferien nicht nur Erholung, sondern auch Stoff und Anregung zu neuer Arbeit zu suchen. Die Ergebnisse der mehrjährigen Untersuchungen dieses Gebietes faßte Baltzer zusammen in der Abhandlung: „Geologie der Umgebung des Iseosees" (Jena 1901).

Manch größerer Plan schwebte dem Sechziger für sein unermüdliches Schaffen noch vor. Die Ausführung desselben mußte unterbleiben. Periodisch immer wiederkehrende Kopfschmerzen lähmten die geistige Arbeitskraft des körperlich so überaus kräftigen Mannes. Es folgten für ihn Jahre eines schweren Kampfes zwischen Wollen und Vollbringen, unter Aufbietung eines eisernen Willens suchte Baltzer seiner Krankheit Herr zu werden. Es war ihm nicht möglich. Immer von neuem wieder wurde seine

ganze Kraft gebrochen. Das ist die erschütternde Tragik, die aus Baltzer's letzten Lebensjahren uns entgegenklingt.

Dieser letzten Zeit seines Lebens entstammen wohl noch manche, aber meist nur kleinere Arbeiten. Als wichtigste unter diesen mögen erwähnt werden: „Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs" (1903) und die Herausgabe eines geologischen Führers durch das Berner Oberland und Nachbargebiete (1906). Die Ergebnisse der ersten Untersuchung sind von besonderer Bedeutung. Noch sollte sich dem Alpengeologen und Tektoniker am Lebensabend eine Frage lösen, um die er sich in jüngeren Jahren so viel bemüht hatte. Das Problem nach der Entstehung der zentralalpinen Granitmassive erfährt jetzt eine petrographische Vertiefung und genauere Präzisierung. Der Protoginkern des Aarmassivs stellt einen langgezogenen, vielgestaltigen lakkolithenartigen Rücken dar, der in echten Injektionserscheinungen sich mit der Schieferhülle verflicht, dessen normale Lakkolithenform aber durch die nachfolgenden Gebirgsfaltungen durchgreifende Veränderungen erfahren hat (Faltenlakkolith).

Neuen wissenschaftlichen Ansichten und Theorien gegenüber verhielt sich Baltzer skeptisch und war vorsichtig und bedächtig in der Bewertung derselben. Was er aber einmal als gut und förderlich erkannt hatte, dafür trat er mit der ganzen Kraft seiner Überzeugung ein, auch dann, wenn die neue Idee seinen früheren Meinungen widersprach. So bekannte er sich zögernd nur zur Auffassung vom Deckenbau der Alpen, dann aber machte er sich die neue Deutung der Alpentektonik ganz zu eigen und arbeitete sich trotz seines Alters vollkommen in die neue Denkweise ein. Vergleiche die Arbeiten: „Erläuterungen zur geolog. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thuner-See" (Zürich 1907) und „Zwei Querprofile durch Aarmassiv und Berner Oberland nach der Deckenhypothese" (Lausanne 1908).

Noch ein letztes Mal in seiner letzten Krankheitsperiode spornte Baltzer all seine Kraft an. Der müde werdenden Hand verdanken wir eine letzte Arbeit, es ist eine zusammenfassende Darstellung der sich streitenden Meinungen über die Eiszeit im Seeland (1912), dann ruhte die Feder für immer.

Mit Baltzer's Tode ist ein Wirken reich an Arbeit, aber reich auch an Erfolgen zur Neige gegangen. An äußeren Zeichen der Anerkennung hat es dem Gelehrten nicht gefehlt. In Würdigung seiner großen Verdienste um die Förderung der Geologie wurde Baltzer von der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien und von der Academy of natural sciences of Philadelphia zum korrespondierenden Mitgliede ernannt und in den letzten Jahren noch hat ihn die Geological Society of London zu ihrem Ehrenmitgliede ernannt.

Während 29 Jahren hat Baltzer das mineralogisch-geo-

logische Institut der Universität Bern, das er ins Leben gerufen, geleitet, und seine beste Kraft hat er dem akademischen Lehrberufe gewidmet. Sein Vortrag war ruhig und einfach, aber aus jedem Worte ging die Vorsicht und die Exaktheit seines Urteils hervor. Nie hat er durch die äußere Form zu glänzen und zu bestechen versucht, und was war er selbst in seiner gediegenen Einfachheit für eine goldene Persönlichkeit! Dem Fernerstehenden zwar mochte er unnahbar erscheinen, und mancher neue Schüler getraute sich nur mit scheuer Ehrfurcht an seine wuchtige Gestalt heran. Wem aber das Glück beschieden war, näher mit dem akademischen Lehrer oder mit dem Fachgenossen in Berührung zu treten, dem werden die vornehme Liebenswürdigkeit, der köstliche Humor, die Treue des Charakters und die Tiefe des Gemütes, durch welche uns Baltzer so sehr an sich zog, unvergeßlich bleiben.

Die zahlreichen Schüler wissen ihrem Lehrer Dank für das Viele, was er ihnen als Mensch und als Forscher zum unwandelbaren, wertvollen Besitze gegeben hat. In der Wissenschaft aber wird der Dahingeschiedene stets, wenn auch die Theorien sich ändern mögen, seinen ehrenvollen Platz behalten.

Verzeichnis der Schriften von A. Baltzer.

1. 1868. Ein ca. 11000' hoch gelegener See. Jahrb. d. S. A. C. 5. Jahrg. p. 635—636.
2. — Über den Mürtschenstock. Jahrb. d. S. A. C. 5. Jahrg. p. 636—637. Bern 1869.
3. 1869. Geologische Notizen aus der Adamellogruppe. Jahrb. d. S. A. C. 6. Jahrg. p. 421—436. Bern 1870.
4. 1871. Adamellogranit und Adamellogranitglimmer. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 16. Jahrg. p. 175—184. Zürich 1871.
5. — Bandförmige und Erkerstruktur am Glärnisch. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. in Frauenfeld 1871. Frauenfeld 1872.
6. 1872. Chemischer Beweis für den Absatz von Sedimentgesteinen aus Wasser. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 17. Jahrg. p. 69—71. Zürich 1872.
7. — Alter Bergbau auf Eisen am Glärnisch im Glarnerland. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 17. Jahrg. p. 71. Zürich 1872.
8. — Über den natürlichen Verkohlungsprozeß. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 1872. p. 1—19. Zürich 1872.
9. — Geologische Notizen aus der Adamellogruppe. N. Jahrb. f. Min. etc. 1872. p. 653—654.
10. 1873. Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Geologische Monographie über einen Gebirgsstock der ostschweizerischen Kalkalpen. Zürich 1873. p. 1—100.
11. — Zur Schiefergewinnung im Glarnerland. Die Alpenpost. 4. Bd. p. 341. Glarus 1873.

12. 1873. Über den natürlichen Verkohlungsprozeß (Referat). N. Jahrb. f. Min. etc. 1873. p. 326.
13. — Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues (Referat). N. Jahrb. f. Min. etc. 1873. p. 775.
14. 1874. Wanderungen am Ätna. Jahrb. d. S. A. C. 9. Jahrg. 1874.
15. 1875. Über die Bergstürze in den Alpen. Jahrb. d. S. A. C. 10. Jahrg. Bern 1875. Mit 4 Tafeln.
16. — Über einen neuerlichen Felssturz am Roßberg, nebst einigen allgemeinen Bemerkungen über derartige Erscheinungen in den Alpen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. p. 15—26.
17. — Gesteinsstock im Firnkessel des Rothtales. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 27. p. 734. Berlin 1875.
18. — Geognostisch-chemische Mitteilungen über die neuesten Eruptionen auf Volcano und die Produkte derselben. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 27. p. 36.
19. — Über vulkanische Aschen von Vulcano. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 27. p. 725.
20. — Über ein neues, massenhaftes Vorkommen von Tridymit. N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. p. 316.
21. — Wanderungen am Ätna (Referat). N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. p. 433.
22. — Die Bergstürze in den Alpen (Referat). N. Jahrb. f. Min. etc. 1875. p. 970.
23. 1876. Beiträge zur Geognosie der Schweizer Alpen. 1. Ein Beitrag zur Kenntnis der Glarner-Schlinge. N. Jahrb. f. Min. etc. 1876. p. 118—135.
24. — Altes und Neues vom Gotthardtunnel. Mitteil. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins. Jahrg. 1876. p. 24—27. Frankfurt 1876.
25. — Der Erdschlipf von Böttstein (an der Aare, Kt. Aargau). Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 21. Jahrg. p. 285—289. Zürich 1876.
26. — Der Erdschlipf von Böttstein. Neue Alpenpost. 3. Bd. No. 25. p. 349—352.
27. — Der Erdschlipf von Böttstein (Referat). N. Jahrb. f. Min. etc. 1876. p. 946.
28. — Geognostisch-chemische Mitteilungen über die neuesten Eruptionen auf Vulcano und die Produkte derselben (Referat) N. Jahrb. f. Min. etc. 1876. p. 93.
29. 1877. Beiträge zur Geognosie der Schweizer Alpen. 2. Über die Marmorlager am Nordrand des Finsteraarhornmassivs. N. Jahrb. f. Min. etc. 1877. p. 673—681. 3. Über ein eigentümliches Lagerungsverhältnis an der Grenze von Gneis und Kalk am Nordrand des Finsteraarhornmassivs. N. Jahrb. f. Min. etc. 1877. p. 681—692.
30. 1878. Beiträge zur Geognosie der Schweizer Alpen. 4. Über die nördliche Grenzregion der Finsteraarhorn-Centralmasse. N. Jahrb.

f. Min. etc. 1878. p. 26—37. 5. Über die Frage, ob der Granitgneis der nördlichen Grenzregion der Finsteraarhorn-Centralmasse eruptiv sei oder nicht, und über damit zusammenhängende Probleme. Ibid. p. 449—489.

31. 1878. Geologische Skizze des Wetterhorns im Berner Oberland. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **30**. p. 268—282.

32. — Geologische Skizze des vordern Wetterhorns im Berner Oberland. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. in Bern. 1878. p. 67—81.

33. — Über die Marmorlager an der Nordgrenze der Centralmasse des Finsteraarhorns. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **30**. p. 211—214. Berlin 1878.

34. — Über die Marmorvorkommnisse am Nordrand der Centralmasse des Finsteraarhorns. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 23. Jahrg. p. 108—111. Zürich 1878.

35. — Über vulkanische Asche von der Insel Vulcano. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **30**. p. 365—368.

36. 1879. Über den Bergsturz bei Vitznau. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich 1879. p. 416. Zürich 1879.

37. — Der Felssturz von Vitznau. Neue Alpenpost. 10. Bd. No. 22.

38. 1880. Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 20, mit Atlas. Bern 1880.

39. — Über Bergstürze. N. Jahrb. f. Min. etc. 1880. II. p. 197—199.

40. — Über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **32**. p. 192—198. Berlin 1880.

41. 1881. Über die Geologie des Berner Oberlandes. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 26. Jahrg. p. 94—99. Zürich 1881.

42. — Über gebogene Gesteinsschichten. Tageblatt der 54. Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte zu Salzburg 1881.

43. 1882. Über den Taveyanaz-Sandstein. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. 65. Jahresversammlung. p. 33. Glarus 1882.

44. — Sur le grès de Taveyannaz et discussion. Archives d. sciences physiques et naturelles, 3me période. 8. p. 396—398. Genève 1882.

45. — Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland (Referat). N. Jahrb. f. Min. etc. 1882. I. p. 33.

46. 1884. Contact du granit et des schistes cristallins dans le massif du Finsteraarhorn. Archives des sciences physiques et naturelles. 3me période. **12**. p. 527—532. Genève 1882.

47. — Über einen Fall von rascher Strudellochbildung (im Hagneckkanal). Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1884. p. 40—44. Bern 1885.

48. — Der Granit-Schiefer-Kontakt im Finsteraarhorn-Massiv. Verhandlungen d. schweiz. naturf. Ges. Jahrg. 1884. p. 59—60. Luzern 1884.

49. 1885. Die weißen Bänder und der Marmor im Gadmental. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1885. p. 30—33. Bern 1885.
50. — Randerscheinungen der centralgranitischen Zone im Aarmassiv. N. Jahrb. f. Min. etc. 1885. II. p. 25—43.
51. — Über ein Lößvorkommen im Kanton Bern. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1885. p. 26—29. Bern 1885.
52. — Über den Löß im Kanton Bern. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1885. p. 111—127. Bern 1886.
53. — Sur le löss du canton de Berne. Archives des sciences phys. et nat. p. 240—244. Genève 1885.
54. — Sur les gisements du löss dans le canton de Berne. Actes de la soc. helvétique des sciences nat. 1885. p. 64—65. Neuchâtel 1886.
55. 1886. Prof. Dr. R. Umlauft: Die Alpen, Handbuch der gesamten Alpenkunde. Jahrb. d. S. A. C. 22. Jahrg. p. 373—381. Bern 1887.
56. — Profil transversal du col de la Grimsel au sujet du tronc d'arbre trouvé dans le gneis de Guttannen. Archives des sciences phys. et nat. p. 243—246. Genève 1886.
57. — Bittersalz und Magnesit als Zersetzungsprodukt grüner Schiefer in der Gornerschlucht bei Zermatt. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1886. p. 198—199. Bern 1887.
58. — Geologische Mitteilungen: 1. Ein Mammutrest in den Voralpen; 2. Schichtenstörungen in Grundmoräne; 3. Gliederung des Diluviums bei Bern. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1886. p. 189—199. Bern 1887.
59. — Mitteilungen über Lößvorkommen in der Umgebung von Bern. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **38**. p. 709—711. Berlin 1886.
60. 1887. Bericht über die Feldexkursion der schweiz. geolog. Gesellschaft im Jahre 1887. Verh. d. schweiz. naturf. Ges. Frauenfeld 1887. p. 95—105. Frauenfeld 1887.
61. — Über ein neues schweizerisches Vorkommen von Scheelit. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1887. p. 166—168. Bern 1888.
62. — Über ein Balanidenlager am Bantiger. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1887. p. 168—169. Bern 1888.
63. 1888. Der mittlere Teil des Aarmassivs nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XIII der geolog. Karte der Schweiz. Beiträge zur geolog. Karte d. Schweiz. 24. Liefg. IV. Teil. Bern 1888.
64. — Einige Naturmerkwürdigkeiten des Haslitales. Jahrb. d. S. A. C. 23. Jahrg. p. 497—506. Bern 1888.
65. — Sur les facies et la structure géologique des massifs cristallins du Finsteraarhorn et du St. Gotthard. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. 71. Jahresversammlg. Solothurn 1888. p. 58.
66. — Über ein neues Vorkommen von Scheelit in der Schweiz. N. Jahrb. f. Min. etc. 1888. II. p. 85—86. Stuttgart 1888.

67. 1889. Über den Hautschild eines Rochen aus der marinen Molasse. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1889. p. 155—158. Bern 1890.

68. — A. Baltzer und E. Kissling: Geologische Zusammenstellung der Verbreitung des Kropfes im Kanton Bern. Bern 1889.

69. — A. Baltzer und E. Kissling: Geologische Karte des Kantons Bern. 1:200000. Bern 1889.

70. — A. Baltzer, E. Kissling und F. Jenny: Exkursionskarte der Umgebung von Bern. 1:25000. Bern 1889.

71. — Über das Berner Oberland auf Grund seines Werkes: „Das mittlere Aarmassiv". Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1890. Bern 1891.

72. — Vorweisung der geologischen Exkursionskarte der Umgebung von Bern und Erläuterung. Verh. d. schweiz. naturf. Ges. 73. Jahresversammlung. p. 70—71. Davos 1891.

73. — Über einen von der Alp Ahorni (Trift) stammenden Graphitschiefer oder Graphitphyllit. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1890. Bern 1891.

74. — Über das Vorkommen der sogen. Schlagringe. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1890. Bern 1891.

75. — Über die Riesentöpfe, die bei der Bahnhoferweiterung in Bern zum Vorschein gekommen sind. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1890. Bern 1891.

76. — Über Erdpfeiler. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1890. Bern 1891.

77. — Über ein interglaziales Profil bei Innsbruck. Mitteil d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1890. Bern 1891.

78. — Limite des anciens glaciers du Rhône et de l'Aar d'après la carte géologique des environs de Berne au 1:25000 par A. Baltzer, F. Jenny et E. Kissling. Archives des sciences phys. et nat. **24**. p. 407—410. Genève 1890.

79. — Lößähnliche Bildungen im Kanton Bern. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **42**. p. 164—166. Berlin 1890.

80. — A. Baltzer und Ed. Fischer: Fossile Pflanzen vom Comer See. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus dem Jahre 1890. p. 139—145. Bern 1891.

81. 1891. Über mechanische Gesteinsveränderungen. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1891. Bern 1892.

82. — Zur Herkunft der bernischen bunten Nagelfluh. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1891. p. 91—92. Bern 1892.

83. — Beiträge zur Interglazialzeit auf der Südseite der Alpen. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1891. Bern 1892.

84. — Der Löß des St. Gallischen Rheintales. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1891. p. 89—90. Bern 1892.

85. — Lößähnliche Bildungen im Kanton Bern. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **42**. p. 164—166.

86. 1892. Illustrierter Führer der Berner-Oberland-Bahnen und Umgebungen von Pfarrer Strasser, Grindelwald. p. 113—125. Basel 1892.
87. — Glazialgeologisches von der Südseite der Alpen. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1892. p. 77—86. Bern 1893.
88. — Action érosive du glacier inférieur de Grindelwald. Archives des sciences physiques et naturelles. 28. p. 464—468. Genève 1892.
89. — Bestimmung der Eiserosion am unteren Grindelwaldgletscher. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. 75. Jahresversammlg. p. 62. Basel 1892.
90. — Eine neue Eishöhle im Berner Oberland (Unterfluh bei Meiringen). Jahrb. d. S. A. C. 28. Jahrg. p. 358—362. Bern 1893.
91. — Djebl Resas (die tunisischen Mythen). Jahrb. d. S. A. C. 28. p. 363—373.
92. 1893. Bericht über einleitende Arbeiten am unteren Grindelwaldgletscher zur empirischen Bestimmung der Eiserosion. Zeitschr. f. prakt. Geol. Jahrg. 1893. p. 14—16. Berlin 1893.
93. — Die Ätna-Eruption von 1892. N Jahrb. f. Min. etc. 1893. I. p. 75—88.
94. — Beiträge zur Kenntnis des tunisischen Atlas. N. Jahrb. f. Min etc. 1893. II. p. 26—41.
95. 1894. Geologische Exkursion im Berner Oberland und Gotthardmassiv. Livret—Guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. p. 159—170. Lausanne 1894.
96. — Bericht über die Exkursion IX im Berner Oberland und Gotthardmassiv vom 2.—8. September 1894. Compte rendu de la 6[me] sesion Zurich 1894 du congrès géol. internat. p. 454—465. Lausanne 1897.
97. — Bemerkungen zu den Berner-Oberland-Profilen des Herrn Prof. H. Golliez im Livret-Guide géol. de la Suisse 1894. Compte rendu de la 6[me] session Zurich 1894 du congrès géol. internat. p. 466—468. Lausanne 1897.
98. — Ist das Linthtal eine Grabenversenkung? Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1894. p. 267—274. Bern 1895.
99. 1895. Versteinerungen aus dem tunisischen Atlas. N. Jahrb. f. Min. etc. 1895. I. p. 105—107.
100. — Vom Rande der Wüste. Mitteil. d. naturf. Ges. Bern. 1895. p. 13—37.
101. 1896. Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. 30. Liefg. Bern 1896.
102. — Sur la 30[me] livraison des matériaux pour la carte géolog. de la Suisse. Archives des sciences phys. et nat. Genève 1896.
103. — A. Baltzer, L Luparc und C. Schmidt: Discussion sur la pétrographie du massif du Mt. Blanc. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. 79. Jahresversammlg. Zürich 1896. p. 105.

104. 1896. Murgang von Kienholz (Lammbach). Eclog. geol. helv. **5**. p. 9. Lausanne 1897.
105. — Der diluviale Aar- und Rhonegletscher. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **48**. p. 652—664. Berlin 1896.
106. — Der diluviale Aargletscher in der Umgebung von Bern. Verhandlungen d. schweiz. naturf. Ges. 79. Jahresversammlung. p. 100—101. Zürich 1896.
107. — Vorweisung von Photographien, die sich auf den Murgang von Kienholz bei Brienz vom 31. Mai 1896 beziehen. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. 79. Jahresversammlung. Zürich 1896. p. 101—102.
108. — Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Ablagerungen von Pianico-Sellere bei Lovere am Iseo-See. N. Jahrb. f. Min. etc. 1896. I. p. 159.
109. — Referat über vorige Arbeit. Rivista Italiana di Paleontologia, fasc. di Agosto 1896.
110. 1897. Notiz über ein Mineralvorkommen im Berner Oberland. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern im Jahre 1897. Bern 1898.
111. — Zur Entstehung der Alpenseen. Züricherische Inauguraldissertation von Leonidas Swerinzew. Ecl. geol. Helv. **5**. p. 215—218. Lausanne 1897.
112. — A. Baltzer und Ed. Fischer: Nachträge zum Interglazial von Pianico-Sellere. N. Jahrb. f. Min. etc. 1897. II. p. 101—106.
113. 1898. Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glazialerosion, Längen- und Dickenveränderung in den Jahren 1892—1897. Neue Denkschriften d. allgem. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwissensch. **33**. p. 1—20. Zürich 1898.
114. 1899. Beiträge zur Kenntnis schweizerischer diluvialer Gletschergebiete. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1899. p. 54—65. Bern 1900.
115. — Dislocation curieuse observé dans une moraine des environs de Berne. Arch. d. sciences phys. et nat. p. 480—481. Genève 1899.
116. — Dislokation in einer Endmoräne bei Bern. Actes de la soc. helv. d. sciences nat. 82me session. p. 70. Neuchâtel 1900.
117. — Drumlins und Åsar bei Konstanz. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1899. p. 78—80. Bern 1900.
118. — Sur un type spécial de formations erratiques étudié dans le bassin de l'ancien glacier du Rhône (Drumlins et Åsar). Arch. des sciences phys. et nat. **8**. p. 479—480. Genève 1899.
119. — Über eine besondere Form erratischer Ablagerungen im alten Rheingletschergebiete. Actes de la soc. helv. des sciences nat. 82me session. p. 69—70. Neuchâtel 1900.
120. — Casimir Mösch, 1827—1898. Actes de la soc. helv. des sciences nat. 82me session. Neuchâtel 1900.
121. — Zum geologischen Bau des Glärnisch. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1899. p. 327—334.

122. 1899. Die Hügelrücken und ihre Beziehungen zu den Dislokationen auf Jasmund (Rügen). Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **51**. p. 556—570.
123. 1900. Sonderbare Dislokation in einer Moräne bei Bern. Eclog. geol. helv. **6**. p. 122. Lausanne 1900.
124. — Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Rhonegletschers. Eclog. geol. helv. **6**. p. 378—391. Lausanne 1900.
125. — Bericht und Glossen über den internationalen Geologen-Kongreß in Paris 1900. Eclog. geol. helv. **6**.
126. — Sur une curieuse dislocation observée dans une moraine des environs de Berne. Eclog. geol. Helv. 1900. p. 122.
127. — Über eine besondere Form erratischer Ablagerungen im alten Rheingletschergebiet. Eclog. geol. helv. 1900. p. 161—162.
128. — Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Rhonegletschers. Eclog. geol. helv. 1900. p. 378—391.
129. 1901. Überschiebung im Iseogebiet. Dies. Centralbl. 1901. p. 311—312.
130. — Die geologischen Umgebungen des Iseo-Sees in Oberitalien. Eclog. geol. helv. 1901. p. 137—138.
131. — Nachlese zur Geologie des Aarmassivs: 1. Über die mechanische Umwandlung des Kalksteins in Marmor. 2. Über die aplitische randliche Fazies des Protogins an der Mieselen (Lauteraargletscher). Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1901. p. 67—72.
132. 1902. Zur Entstehung des Iseosee- und Comerseebeckens. Dies. Centralbl. 1902. p. 323—331.
133. — Dr. Edmund von Fellenberg als Geolog. 1838—1902. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. Genf 1902. p. I—XIV.
134. 1903. Chauvinismus in der Wissenschaft. Dies. Centralbl. 1903. p. 264—266.
135. — Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVI. p. 292—324.
136. 1904. Geologische Notizen aus dem Berner Oberland. Mitteil. d. naturf. Ges. in Bern aus d. Jahre 1903. p. 64—67. Bern 1904.
137. — Die granitischen lakkolithenartigen Intrusivmassen des Aarmassivs. Compte rendu du Congrès géol. internat. 1904. p. 787—798.
138. 1905. Nachlese zur Geologie des Aarmassivs. N. Jahrb. f. Min. etc. 1905. I. p. 427.
139. 1906. Das Berner Oberland und Nachbargebiete. Sammlung geolog. Führer. Berlin 1906.
140. — Über eine Grabenversenkung in glazialen Kiesen. Mitteil. d. naturf. Ges. Bern aus d. Jahre 1906. Bern 1907. p. 96—97.
141. 1907. Erläuterungen zur geologischen Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thuner-See, von Ed. Gerber, E. Helgers und A. Trösch. Erläuterungen zur geol. Karte d. Schweiz. No. 5. p. 1—38.

142. 1907. Der Bergsturz von Kiental. Actes de la societé helv. des sciences nat. 90me session 1907. p. 64, und Eclogae geol. helv. p. 13—14.

143. 1908. Zwei Querprofile durch Aarmassiv und Berner Oberland nach der Deckenhypothese. Eclog. geol. helv. **10**. No. 1. p. 150—164.

144. 1909. Bemerkungen und Korrekturen zum geologischen Kärtchen der Umgebungen des Iseosees und zu den Überschiebungen zwischen Camonica- und Chiesatal. Dies. Centralbl. 1909. p. 135—136.

145. 1910. 1. Die intrusive Granit- (Protogin-) Zone des westlichen Aarmassivs. 2. Tektonik der Faulhorn—Männlichen-Gruppe. 3. Einschlüsse von Harz in sandigem Kalkstein. Eclog. geol. helv. **11**. No. 3. p. 280—283.

146. 1912. Die Eiszeit im Seeland. PETERMANN's Mitteilungen. 58. Jahrg. 1912. p. 330—332.

Kristalle von Diphenylaethoxylessigsäure.

Von **A. Johnsen** in Kiel.

Mit 1 Textfigur.

Diphenylaethoxylessigsäure.

$$\begin{matrix} C_6H_5 \searrow & & \nearrow OC_2H_5 \\ & C & \\ C_6H_5 \nearrow & & \searrow COOH \end{matrix}$$

Dargestellt von M. ERDREICH[1] im Chemischen Laboratorium der Universität Königsberg 1907.

Schmelzpunkt 114° C.

Kristallisiert aus Äther.

Triklin.

Formen {100}, {010}, {001}, $\{1\bar{1}0\}$, $\{\bar{1}01\}$.

Achsenverhältnis $\breve{a} : \bar{b} : \dot{c} = 1{,}7019 : 1 : 0{,}8166$

$\alpha = 72^0\ 3'$, $\beta = 116^0\ 2'$, $\gamma = 120^0 40'$

A = 96 16*, B = 69 52*, C = 64 0*

Winkel	gemessen	berechnet
$(010) : (\bar{1}10)$	37°33′*	—
$(001) : (\bar{1}01)$	31 22*	—
$(001) : (1\bar{1}0)$	69 42	69°22′
$(010) : (101)$	69 16	69 5
$(1\bar{1}0) : (\bar{1}01)$	75 25	75 6

[1] Zum erstenmal wurde diese Substanz von G. NICKELL 1899 dargestellt (Beitrag zur Kenntnis der Benzilsäure und Diphenylglycolsäure. Dissert. Königsberg 1899).

Habitus mehr oder weniger tafelig nach {100}; Durchmesser bis 5 mm. Reflexe mäßig.

Spaltbarkeit nach {100} sehr gut, nach {010} und {001} gut, sodaß die ∢ A, B, C an Spaltungsflächen gemessen wurden.

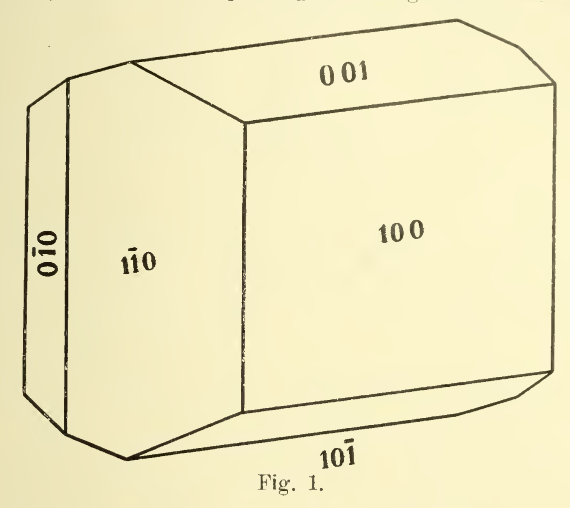


Fig. 1.

Farblos. In (100) liegt eine Auslöschungsrichtung um etwa 5° gegen [010] geneigt im stumpfen ∢ α, in (010) eine Auslöschungsrichtung um etwa 20° gegen [001] geneigt im stumpfen ∢ β, in (001) eine Auslöschungsrichtung um etwa 45° gegen [010] geneigt. Auf (010) tritt die Bisektrix eines großen ∢ 2 E schräg aus. Weitere optische Untersuchungen gestattete das Material nicht.

Die Substanz ist auch in Benzol und in Chloroform leicht löslich.

Glazialgeologische Exkursionen des XII. Internationalen Geologenkongresses zu Toronto 1913.

Von **Wilhelm Wolff.**

Mit 2 Textfiguren.

(Schluß.)

5. Exkursion von Skagway (Alaska) in das obere Yukongebiet (Klondike).

Am Abend des 7. September hatten wir Skagway erreicht, eine Stadt aus Holzhäusern mit einigen Gärtchen, in denen Lobelien, Stiefmütterchen, bunte Erbsen und Astern in voller Blüte standen. Am 8. September vormittags fuhren wir mit der White Paß and Yukon Railway nach Whitehorse. Die Bahn übersteigt,

anfangs dem Tal des Skagwayflusses folgend, durch den Weißen Paß in 878 m Höhe das Küstengebirge, das hier etwa 1800 m hoch ist. Außerordentlich interessant war der Vegetationswechsel. An der feuchten, durchaus linden Küstenseite waren alle Täler reich begrünt mit Wald aus Hemlockföhren, Fichten, Erlen und Espen. Trotz des beginnenden Herbstes war noch kein gelbes Laub zu sehen. Oben auf dem Paß aber war der Boden fast kahl; nur Krüppelkiefern wuchsen in geschützten Vertiefungen. Jenseits des Passes waren schon die ersten Fröste eingetreten und der Laubwald in den östlichen Tälern bunt gefärbt. Das Küstengebirge besteht, wie in Columbia, aus Granodioriten, und die Bergwände sind rundgeschliffen, als ob sie erst in jüngster Zeit vom Gletschereis verlassen wären. Die Täler haben noch die frische U-Form, doch hat gerade in den Rundboden desjenigen, dem die Bahn auf der obersten Strecke folgt, der Bach bereits einen kleinen Cañon einzuschneiden begonnen. An diesem schäumenden Bergbach entlang ist noch der alte Pfad zu sehen, den im Winter 1897 die Tausende von Glückssuchern gezogen sind, die nach dem neu entdeckten Klondike strebten. Grabstätten begleiten ihn.

Oben auf der Höhe, wo die Murmeltiere im steinigen Boden umherschlüpfen, beginnt eine lange Einöde. Selbst Moränen sind hier spärlich. Überall Rundhöcker und kahler Stein, vom Frost zersprengt. Die Bahn senkt sich an der Ostseite verhältnismäßig langsam, und ebenso langsam belebt sich die Landschaft. Es erscheinen kleine Seen in felsigen Becken und schmale, moorige Grasniederungen, die ein Bach verbindet. Der Bach wird stärker, aus der weiten steinigen Mulde zwischen Schneerücken wird ein Tal, und die ersten Baumgruppen erscheinen. Gleichzeitig treten Moränen auf; auch ein sehr deutlicher Osrücken wand sich eine Strecke durchs Gelände. Gegen Mittag erreichten wir den schönen Bennettsee, an dessen östlicher Berglehne die Bahn 27 Meilen — 43 km — entlang läuft. Er ist ein ertrunkenes U-Tal mit hohen, frisch erodierten Seitenwänden. Sein Wasserspiegel steht 656 m über dem Meere. Weiterhin empfängt er einige Seitentäler und wird von schönen Terrassen, oft drei übereinander, ziemlich hoch umgürtet. Bei Caribou überbrückt die Bahn seinen Abfluß und lenkt in ein Quertal ein. Hier durchfährt man, unterhalb des an den Bergen markierten höchsten Terrassenniveaus, eine merkwürdige Dünenlandschaft offenbar ganz jungen Datums. Daß sich trotz der allgemeinen Bewaldung an geeigneten Stellen Binnendünen bilden können, habe ich auch an einer Stelle unterhalb White Horse beobachtet, wo der Lewesfluß eine große und weite Biegung mit vielen Sandbänken vollzieht. Dort treiben die Winde den Sand auf die westliche Uferhöhe hinauf und formen aus ihm kleine, am Fluß kahle, weiterhin aber bewaldete Dünen, deren Alter noch dadurch genau präzisiert ist, daß sie über einer vulkanischen

Aschenschicht liegen, die sonst überall die älteren und jüngeren Terrassen des Flußtales bis zu den jüngsten hinab bedeckt. Was nun die Ursache der Dünenbildung bei Caribou ist, habe ich nicht erfahren. Weiter ab von Caribou sieht man viel Kies und geschichteten Ton. Ungefähr 15 Meilen (24 km) nordwärts hat sich ein kleinerer See befunden, der beim Bahnbau fast ganz entleert wurde. Dort hielt unser Zug einen Augenblick und wir hatten Gelegenheit, von den Tausenden *Limnaea-* und *Planorbis*-Schalen einzusammeln, die den alten Boden bedeckten. Auf der ganzen Strecke bis White Horse, die durch hügeliges Gelände zwischen entfernten Bergrücken führt, beobachteten wir enorme Massen von geschichtetem Ton und verhältnismäßig wenig Moräne. Nicht mehr fern von White Horse trat die Bahn auf kurze Strecke an den Rand des weiten, von glazialen Sedimenten erfüllten Milesflußtales, dessen Untergrund eine tertiäre Säulenbasaltdecke bildet, in welche der hier sehr reißende Fluß einen mäßig tiefen Cañon eingeschnitten hat.

Gegen 6 Uhr abends erreichten wir den Endpunkt der Bahn, das Städtchen White Horse am Hauptquellfluß des Yukon, dem Lewesfluß, der an dieser Stelle schiffbar wird. Noch am gleichen Abend, dem 8. September, begannen wir an Bord eines jener bekannten hölzernen amerikanischen Heckraddampfer die Reise stromab, die uns am Spätnachmittag des 10. September nach Dawson, dem Hauptort von Klondike, brachte. Skagway liegt unter dem Parallel $59\frac{1}{2}$, Dawson bereits etwas jenseits des 64. Zwischen diesen beiden Orten legten wir eine Entfernung von 571 Meilen (914 km) zurück.

Das Yukongebiet jenseits des Küstengebirges (die Grenze zwischen dem Yukonterritorium und Britisch Columbia läuft durch den Bennettsee) gilt als eine posteocäne Peneplain[1], die im Pliocän etwas gehoben und dann infolge Neubelebung der Flußerosion in ein Berg- und Talgelände von nicht sehr hohen oder schroffen Formen aufgelöst ist. Eigentliche Gebirgsketten sieht man nicht. In der Eiszeit war das Küstengebirge, wie schon aus meiner Geländeschilderung hervorgeht, enorm vergletschert, und die Eismassen erfüllten das Lewestal bis in die Gegend der Stromschnellen „Rink Rapids". Dort sieht man in den Erosionsprofilen der Ufer die letzten schwachen Moränen. Bis in diese Gegend etwa reichen auch die Rundhöckerbildungen und sonstigen Gletscherspuren an den Berghängen, die wir besonders schön noch an den Kalkgebirgsufern des Labergesees beobachten konnten, welcher weiter oberhalb in den Lauf des Lewes eingeschaltet ist. Unterhalb der Rink Rapids, etwa bei Yukon Crossing, beginnt das unvergletschert gebliebene Gebiet, das sich von hier nordwärts bis ans Eismeer

[1] D. D. Cairnes im Guide Book No. 10. p. 51.

ausdehnt. Keine Geschiebe, keine Moränen mehr; die Berge zeigen reine Erosionsformen, und das Tal ist über 100 m empor von Terrassen aus Sand, Kies und Schluffsand begleitet, die beweisen, daß seine voreiszeitliche Hohlform in der Glazialperiode mit riesigen Sedimenten der Gletscherabflüsse angefüllt worden und bis heute noch nicht völlig wieder ausgeräumt ist.

Unser Dampfer legte täglich ein oder zweimal am Ufer an, um Holzscheite für die Kesselfeuerung einzunehmen. Diese etwa dreiviertelstündigen Aufenthalte gaben uns Gelegenheit, die Terrassen und ihre Vegetation zu betrachten. Der Wald besteht hauptsächlich aus sehr schlanken und schmalen Fichten; der Boden ist vielfach sumpfig, mit einem dicken Polster von Moos und Flechten belegt, und trägt an lichten Stellen Gebüsche aus arktischen Weidenarten. Ungeheuer weit verbreitet ist dicht unter der Oberfläche eine $\frac{1}{2}$ Fuß starke, weiße Aschenschicht, die vom Bennettsee bis Fort Selkirk am Yukon auftritt. Sie ist für die junge Geschichte dieses Landes prähistorisch und trägt stellenweise nach Mc Connell's Aussage 400jährige Bäume, bedeckt aber noch die Niederterrasse des Flusses. Eigentümlicherweise wird sie von den Pflanzen gemieden. Die Bäume breiten ihre Wurzeln stets in der dünnen Bodenschicht über ihr aus. Der Ursprungsort der Asche ist noch unbekannt; ihr Ausbreitungsfächer scheint etwa auf die Gegend des Mt. Constantine, im vulkanischen Mt. Wrangelgebiet nördlich vom St. Elias-Logan-Massiv, zusammenzulaufen.

Die schon erwähnten Stromschnellen des Lewes werden durch feste Konglomerate von jurassischem oder kretazischem, noch nicht genau bestimmtem Alter verursacht. Etwas oberhalb derselben liegt die Tantalus-Kohlengrube, die auf einem Flöz in derselben Gesteinsserie baut. Wir konnten ihr einen kurzen Besuch abstatten und Pflanzenabdrücke, darunter solche von *Gingko*, sammeln.

Bei Yukon Crossing, oberhalb von Fort Selkirk, verläßt der Lewesfluß, wie oben erwähnt, das ehemals vergletscherte Gebiet und tritt in eine alte, reine Erosionslandschaft ein, die sich von Norden zwischen das Glazialgebiet der Küstengebirge und der Selwyn- und Ogilvie-Kette einschiebt. Die Niederschläge sind hier gegenwärtig, wie schon zur Diluvialzeit, nicht ausreichend, um selbst in geeigneten Höhenlagen Gletscher hervorzubringen. Die Berge, die man vom Fluß erblickt, sind weder hoch noch steil; sie sind Glieder einer alten Peneplain, die durch zahllose Täler und Gründe zerschnitten ist. Metamorphe Schiefer präcambrischen Alters sind die Hauptgesteinsart. Bei Selkirk vereinigt sich der Lewes mit dem Pellyfluß und nimmt nun den Namen Yukon an. Kurz danach sieht man an Stelle der alten Gesteine ausnahmsweise eine jungtertiäre (?) Basaltlava, und Mc Connell hat 12 Meilen von diesem Ort eine noch weit jüngere Eruptionsstelle entdeckt, nämlich einen kleinen Kraterkegel mit

noch vegetationslosem Lavastrom. Von den Terrassen, die gruppenweise den Stromlauf begleiten, sind die höchsten bereits abgerundet und von jungen Talungen durchfurcht, die mittleren und tieferen dagegen sehr frisch.

In diesem Bilde nähert man sich auf dem rasch strömenden, zahlreiche Kiesbänke und Waldinseln umschließenden Yukon der Goldstadt Dawson, die zur Zeit des großen Zulaufs um 1898 gegen 25 000 Einwohner hatte, jetzt aber nur etwa 4000. Dawson liegt an der Einmündung des von Osten kommenden Klondikeflusses und damit unmittelbar am Rande der Goldgräbereien.

Wir landeten am 10. September nachmittags und gingen zu einem im Klondikefluß arbeitenden Bagger der Boyle Concession Ltd., etwa 20 Minuten vor der Stadt. Das von mäßig hohen Bergwänden eingeschlossene Tal ist ungefähr 50 Fuß tief mit groben Schottern erfüllt, die besonders in der Basis unmittelbar über dem Grundgebirge Gold enthalten. Der Bagger, einer der größten seiner Art, ist eine vollkommene, schwimmende Aufbereitung mit elektrischem Antrieb. Er gräbt täglich etwa 11 000 Kubikyards Schotter und wäscht daraus für ungefähr 3000 Dollar Gold. Herr Boyle gab an, daß die Kubikyard 28 Cents einbringt und 6 Cents an Löhnen erfordert. Der Schotter gelangt aus den Baggereimern in eine große rotierende Trommel, in der er durch einen starken entgegenspringenden Wasserstrahl gewaschen wird. Das grobe Geröll geht auf die Halde, das feine und der Sand durch die Maschen der Trommel in Holzgerinne mit Riffeln und Sieben, unter denen, und zwar nur im obersten Abschnitt, Kokosgewebe liegen. Auf letzterem bleiben über 90% des feinen, schweren Goldes hängen; jeden Morgen werden die Gewebe ausgewechselt, getrocknet und abgebürstet; der Rest des Goldes findet sich auf den Riffelboxes, die in längeren Zwischenräumen gereinigt werden. Die Reinigung der Kokosgewebe geschieht nicht auf dem Bagger, sondern im Verwaltungsgebäude der Gesellschaft. Wir besuchten es am nächsten Morgen auf der Fahrt von Dawson ins Land hinein. Es liegt etwas weiter aufwärts am Klondikefluß. Herr Boyle zeigte uns dort eine Anzahl etwa hasel- bis wallnußgroße Goldnuggets mit Abdrücken fremder Kristalle, z. T. in undeutlicher eigener Kristallform, ferner zeigte er uns Goldstaub in verschiedenen Größen und Goldbarren. Letztere sind in der Form eines Honigkuchens gegossen und wiegen ungefähr 2 kg. Der Feingehalt beträgt nur etwa 800 vom Tausend im Durchschnitt. Das Gold enthält ziemlich viel Silber und etwas Kupfer. Es wird sogleich an die Banken in Dawson verkauft, z. B. die Canadian Bank of Commerce, die einen Vorschuß geben und den Rest des Wertes abzüglich ihrer Provision nach der Probe bezahlen, die in der staatlichen Probieranstalt zu Vancouver erfolgt.

Der Bagger im Fluß hat den Vorteil, daß er nicht in gefrorenem Boden zu arbeiten braucht, weil das Flußwasser den Schotter weich erhält. Durch allerlei Vorrichtungen (Dampfheizung etc.) wird erreicht, daß der Bagger etwa 240 Tage im Jahre arbeiten kann, gegen etwa 150 Tage der gewöhnlichen Bagger.

Wir fuhren nach diesem Besuch das Klondiketal weiter hinauf bis zur Mündung des Hunker Creek und folgten diesem Seitental bis zu seinem Anfang, um auf den „Dome“ zu gelangen. Der „Dome“ ist ein 4250 Fuß hoher Berg (3050 Fuß über Dawson), in welchem die ganze Gegend von Klondike gipfelt. Mit anderen weiter entfernten Höhenpunkten bezeichnet er das Niveau der schon öfters erwähnten Peneplain, die schon im jüngeren Tertiär und noch weiter im Quartär infolge der Vertiefung der Haupttäler des Landes durch zahlreiche Bachtäler und Schluchten zerschnitten wurde. So stellt der Dom jetzt einen verhältnismäßig flachen Schild oder Rücken dar, von dem es nach allen Seiten steiler und steiler in die verschiedenen Gründe hinabgeht. Er besteht aus den von Mc Connell sogen. „Klondikeschichten“, metamorphen präcambrischen Gesteinen, vornehmlich Sericitschiefern, die in der Richtung der Schichtflächen von zahllosen Quarzschnüren durchsetzt werden. Sowohl die Quarzschnüre wie die Schiefer selbst enthalten Gold, daneben kommt Pyrit und Magnetit vor. Im allgemeinen ist der Gehalt sehr gering und es gibt nur wenige Bergbauversuche im anstehenden Gestein, und zwar an solchen Stellen, wo die Quarzeinlagerungen etwas mächtiger sind und sogen. „Kidneys“ bilden. Eine Grube dieser Art ist die Lone Star Mine am Victoria Creek, einem Seitentälchen des Bonanza Creek. Diese kleine Grube kann eigentlich nur als größerer Schurf bezeichnet werden; es arbeiten dort 7 Mann, und zwar nicht lediglich auf Quarz, sondern auf einer Schieferzone, die reich ist an Quarzlinsen. Sie haben ein kleines Pochwerk von 4 Stempeln und verdienen gut.

In einer langen Erosionsperiode hat sich der Goldgehalt der zerstörten Gebirgsmassen im Grunde der vom Dom ausstrahlenden Täler und Tälchen angesammelt. Man findet ihn in allerlei älteren und jüngeren Schottern, sowohl in Terrassen wie im jüngsten Talgrunde. Der Beginn eines jeden dieser Täler ist ein hochgelegener hohler Grund, von dem ein ziemlich steiler Spitzgraben ausgeht. Dieser Spitzgraben bekommt, je mehr Wasser sich in ihm sammelt und je geringer das Gefälle wird, einen breiteren Boden aus Schotter. Seitenschluchten kommen dazu, und nach 5—10 Meilen ist bereits ein geräumiges Tal entwickelt. Nun besteht ein merkwürdiger Unterschied zwischen den Creeks auf der Nordseite des Domes, die zum Klondikefluß hinabgehen, und denjenigen auf der Südseite, die zum Gebiet des Indian river

gehören, eines dem Klondike in 20 Meilen Abstand parallelen südlicheren Nebenflusses des Yukon. Beide Talsysteme existierten bereits im jüngeren Tertiär. Im Quartär vertiefte der Yukon sein Bett derartig, daß die quarzreichen jungtertiären Schotter jetzt in Hochterrassen seines Tales liegen. Diese Vertiefung ergriff auch den Klondikefluß und den Unter- und Mittellauf seiner Seitentäler (Bonanza Creek, Hunker Co.); alle diese haben also Hochterrassen von altem Flußkies und rezente Schotterböden. Im Indian river-Tal dagegen hat die jüngere Erosion noch nicht die oberen Seitentäler Sulphur Creek und Dominion Creek erreicht, wohl aber das weiter abwärts gelegene Quartz creek-Tal. An diesem letzteren finden sich also Hochterrassen, an den beiden ersteren dagegen liegen die alten Schotter im gleichen Niveau wie die jüngeren. Die alten Schotter reichen ferner nicht bis in die obersten Teile all dieser Täler, sowohl der nördlichen wie der südlichen, weil diese obersten Teile erst später ausgebildet sind. Zwischen den alten, wahrscheinlich pliocänen, und den jüngeren und jüngsten Schottern besteht außerdem ein wesentlicher Gesteinsunterschied. Die alten sind durchweg hellfarbig und aus den Endprodukten einer intensiven mechanischen und chemischen Gesteinszerstörung zusammengesetzt; sie bestehen oft fast ganz aus Quarzgeröll. An anderen Stellen enthalten sie mehr oder minder zahlreiche Rollstücke von Sericitschiefer und in den sandigen Lagen sehr viel Glimmer. Sie werden danach als White channel gravels unterschieden. Die jüngeren Schotter bestehen dagegen aus frischem Geröll und Geschiebe, in welchem der Quarz noch mehr der ursprünglichen Verhältnismenge entspricht. Die Farbe dieser Schotter ist gelb oder braun, je nach der Reinheit und Eisenerzbeimischung.

Nun ist es eine merkwürdige Erscheinung, daß in den terrassierten Tälern der pay streak, d. h. der reiche Bodenstrich in den tiefliegenden jungen Schottern ziemlich genau dort liegt, wo er vor der Talvertiefung in den höheren White channel gravels gelegen hat. Sind große Teile dieser letzteren als Terrassen erhalten und befindet sich der pay streak in ihnen, so sind die tieferen Schotter daneben arm. Am Rande einer solchen Terrasse wechselt dann der pay streak in den jüngeren Boden über, folgt diesem vielleicht eine oder mehrere Meilen und setzt sich dann wieder in einem White channel-Überrest fort. Wo beide Schotter im gleichen Niveau liegen, z. B. im unteren Sulphur und Dominion Creek, ist der pay streak einheitlich.

Die Goldführung der Täler wechselt ferner örtlich recht bedeutend mit der Beschaffenheit des Gebirges, und zwar in doppelter Hinsicht. Ist das Gebirge an einer oder beiden Talflanken goldreich, so ist es auch das Tal, ganz besonders dort, wo steile Seitenschluchten als Zubringer einmünden. Andererseits hängt

auch in mechanischer Hinsicht sehr viel von der Beschaffenheit des Grundgebirges ab. Die Sericitschiefer sind unter dem Schotter ziemlich rauh verwittert und halten das Gold in ihren zahllosen Rissen und den Vertiefungen hinter den Schichtköpfen fest. Wo aber, wie z. B. stellenweise im Bonanzatal, schwarze Tonschiefer auftreten, die einen dichten, schmierigen Boden abgeben, ist das Gold glatt darüber fortgerutscht. Unmittelbar nebeneinander kommen dort ungemein reiche claims auf Sericitgrund und vollkommen wertlose auf Tonschiefergrund vor. So arm im allgemeinen das Gebirge des Klondikegebietes ist, so erstaunlich groß ist doch oft die Anreicherung der aus ihm hervorgegangenen Schotter; es gibt claims von 500 Fuß Länge, 300 Fuß Breite und vielleicht 20 Fuß Schottermächtigkeit, aus denen mehr als eine Million Dollar in Gold gewonnen wurde.

Das roadhouse, das wir gegen Mittag erreichten, liegt etwa 300 m unter dem höchsten Gipfel des Doms. Die Gegend war dort leicht mit Neuschnee bedeckt. Der Baumwuchs reicht nicht ganz in die Höhe hinauf, aber dichtes Moos, Kraut und Gestrüpp bedeckt den Boden. Sehr interessant ist es, daß etwa unterhalb des roadhouse noch ein Haferfeld lag, auf dem gerade der Hafer in Hocken stand. Klondike hat einen kurzen, aber recht warmen Sommer, in dem eine verhältnismäßig üppige Vegetation gedeiht. Im Hochsommer ist es fast ununterbrochen Tag, die Sonne verschwindet dann nur auf 2—3 Stunden. Im Winter, der lang und ebenso dunkel ist wie der Sommer hell, herrscht allerdings grimmige Kälte; man hat Januartemperaturen bis zu 70° Kälte Fahrenheit (= ca. —58° C) beobachtet. Der Schneefall ist, entsprechend dem geringen Regenfall, nicht groß. In den Tälern und an den Bergflanken wächst ein Mischwald aus vielen schmalen Fichten (spruce), die wie Zylinderputzer aussehen, und Espen. Im Grunde der Täler und überhaupt überall, wo unter der dichten Moos- und Humusdecke der Boden gefroren ist, erreichen die flachbewurzelten Bäume nur etwa 12—14 Zoll Durchmesser. Auf den steinigen, ungefrorenen Berghängen dagegen werden sie höher und stärker. Reich und dicht ist das Unterholz aus niedrigen Weiden und Zwergbirken. Zahlreich sind die wilden Rosen, von denen ich einen Strauch noch in der Blüte fand. Auf ebenem Boden ist die Humusbildung sehr stark; der Boden ist schwammartig naß und uneben durch die dicken Moosblüten. Flechten, besonders Rentierflechte, sind überall dazwischen gewachsen. Quellen an den Bergabhängen gefrieren im Winter oft allmählich zu vielen Meter dicken Eismassen, die man glacier, Gletscher, nennt, und die zur Umgehung einzelner Wegstellen nötigen. Die menschenleere Gegend beherbergt viel Wild. Elche (moose), Karibous, schwarze Bären (der Grizzly ist selten), Wildenten und Gänse, Kaninchen (rabbit), Füchse, Wölfe, Grouse, Schneehühner (auf den

Berghöhen, z. B. dem Dom), große Eulen, Raben, Eichhörnchen, Marder usw. Durch die Nachstellungen der Menschen ist das Wild allmählich etwas geringer geworden, aber doch noch zahlreich. Auch der Wald ist stark zurückgegangen. In den Tälern ist er des Bergbaus wegen zerstört, an den Bergen durch Holzschlag gelichtet. Große Strecken sind teils aus Unachtsamkeit, teils aus Mutwillen verbrannt und bieten mit ihren kahlen, grauen und halbverkohlten Stümpfen, die aus dem jungen Grün aufragen, einen öden, traurigen Anblick.

Man sagt, daß infolge der Waldverwüstung und der großen Drainage- und sonstigen Arbeiten nicht nur die Feuchtigkeit des Bodens und der Grundwasserstand, sondern auch die Menge der Niederschläge in den letzten 10 Jahren merklich zurückgegangen sei. Ob diese Erscheinungen wirklich miteinander zusammenhängen, mag indessen fraglich bleiben.

Von der Höhe des Domes beim roadhouse hat man einen schönen und lehrreichen Niederblick in verschiedene Täler, besonders das Hunker Creek-Tal, und weit darüber hinaus auf die Ogilviekette. Diese bis 7000 Fuß hohe Bergkette gilt als Fortsetzung der Rocky mountains. Sie lag mit ihren zackigen Schneespitzen in wundervoller Klarheit vor uns. Zugleich konnte man erkennen, daß die Schneemassen auf ihr, trotzdem sie ziemlich weit bergab reichen, doch verhältnismäßig wenig mächtig und nicht imstande sind, Gletscher zu bilden. Dennoch soll ehemals dies Gebirge vergletschert gewesen sein. Mc Connell hat den Fuß desselben erkundet und dort Moränen gefunden. Vor ihm liegt eine weite, sehr alte Talung, durch welche einst der Klondike geflossen ist, ehe er scharf nach Westen abbog. Das untere Klondiketal ist somit sehr jung, jünger als das ihm jetzt tributäre Bonanza- und Hunkertal, und es fehlen ihm bezeichnenderweise die white channel-Hochschotter, die man nur an der Mündung der genannten Seitentäler findet. Überhaupt ist die Veränderung und Rekombination der Haupttäler im Yukon-Territorium (auch weiter südlich gibt es im Columbia-Flußgebiet ähnliches) höchst auffällig. So findet sich eine alte Fortsetzung des nordwestlich gerichteten mittleren Pellyflusses durch das Tintinavalley zum mittleren Stewart und von diesem zum Flat Creek und Yukon. Der Lewesfluß verließ früher den Labergesee nach Nordwesten zum Nordenskjöld-Fluß durch ein breites, deutlich erkennbares, aber in der Eiszeit aufgestautes und verschlossenes Tal. Der jetzige Ausfluß des Lewes ist eng und neu.

Wir setzten nun unsere Fahrt vom Dom südwärts durch das Dominion Creek-Tal nach Granville fort. Der Anfang dieses Tales ähnelte dem Anfang des Hunker Creek-Tales. Allmählich nahmen Tiefe und Breite zu, der Weg ging ziemlich steil bergab oder auf und ab um allerhand Ecken. Der Dominion Creek gehört

zum Besitz des Treadgold'schen Konzerns; im oberen Abschnitt desselben findet noch etwas „individual mining“ statt. Wir hielten an einer solchen Grube, die uns von den Besitzern freundlichst erklärt wurde. Es war ein kleiner Tagebau mit Dampfbetrieb am linken (östlichen) Talhange. Das Grundgebirge ist Sericitschiefer bezw. Glimmerschiefer. Seine obersten Teile und der etwa 1 m mächtige Lokalschotter aus Glimmerschiefer darüber (von ca. 2 oder 3 m jüngerem Schotter bedeckt) ist reich an eingeschwemmtem Gold und wird mit Schaufel und Picke herausgeholt und in sluice boxes gewaschen.

Nach dem Besuch dieser Grube ging es in eiliger Fahrt am Dominion Creek weiter. Das Tal wurde allmählich ziemlich breit, und hie und da ging es über eine sumpfig-moorige Ebene; überall war derselbe dürftige Baumwuchs. In dieser Gegend stellen sich die White channel gravels als Unterschicht des Talbodens ein. Bis dahin hatten wir nur jüngere Schotter beobachtet.

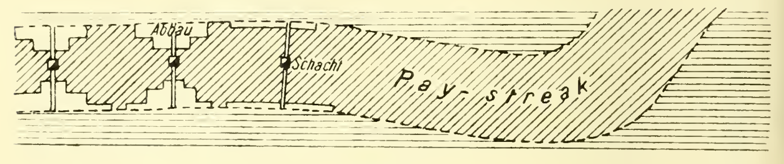


Fig. 2.

Am Spätnachmittag erreichten wir Granville, ein „mining camp“ der Treadgold-Gesellschaft, das dort liegt, wo von Norden der golden run ins Dominiontal mündet. Oberhalb desselben war das Tal auf eine lange, von uns durchfahrene Strecke unbauwürdig, hier aber wird es reich.

Der Talboden ist vollständig gefroren und es befindet sich hier ein reichlich 10 m tiefer Schacht, von dem aus der pay streak unterirdisch abgebaut wird. Einige von unserer Gesellschaft haben ihn früh morgens bezw. noch spät am Abend unseres Aufenthalts in Granville besucht. Der reiche Boden wird durch Einleiten warmen Wassers aufgetaut und das Wasser durch Pulsometer wieder herausbefördert. Die Abbaumethode ist folgende: Inmitten des pay streak teuft man in 300 Fuß Abstand kleine Schächte ab und geht von ihnen beiderseits querschlägig an die Grenzen des pay streak. Von den Querschlägen fährt man je eine Abbaustrecke entlang diesen Grenzen auf und baut dann allmählich rückwärts nach dem Schacht zu ab, indem man die Berge in den abgebauten Raum wirft.

Die Mächtigkeit des pay streak-Schotters ist nicht groß, weil von der Oberfläche gerechnet zunächst eine bis ca. 28 Fuß starke Schicht von „muck“ und Eis vorhanden ist. Muck ist Torf bezw.

Moorerde. In dem unter der Moosdecke stets gefrorenen Torf findet man eingelagerte Massen von mehr oder minder klarem Eis. Wir sahen das in dem in Vorbereitung befindlichen großen Tagebau zu Granville. Dort wird (aus einer ca. 20 engl. Meilen langen Grabenleitung) der Torf mit hydraulischen Spritzen bearbeitet, wodurch er aufgetaut und fortgeschwemmt wird. Das gleiche geschieht mit den mehrere Fuß dicken Eiseinlagerungen. Diese haben eine eigentümliche Form. Sie entsenden in den darüber liegenden Torf Gänge von einigen Zoll Stärke, die ihn kreuz und quer durchsetzen. Es sieht so aus, als habe das Eis den Torf auseinandergetrieben und sei in dessen Spalten emporgequollen[1].

Am nächsten Morgen (12. September) fuhren wir auf andern Wegen wieder nach Dawson. Das Wetter war umgeschlagen, die Wolken schleiften auf den Bergen und entluden einen Landregen. Stundenlang ging es auf steinig-schmierigem Wege das Sulphur Creektal hinauf. Dies Tal gehört ebenfalls Treadgold. In seinem Grunde sieht man ziemlich viel kleine Gräbereien, und das Tal ist der beste Fundort für Mammutzähne und Bisonschädel. Diese liegen gewöhnlich im untersten Teil des sehr mächtigen „muck" an der Grenze des Kieses, oft 30—50 Fuß tief; wir hielten mehrfach an um Nachfrage zu halten und konnten einige Stücke erwerben. Übrigens ist irgendwo im Klondikegebiet einmal ein Mammutkadaver im Eise gefunden. Rhinozeros fehlt. Ob der Riesenhirsch vorkommt, konnte mir Mc Connell nicht sagen, doch bemerkte er dagegen, daß der lebende kanadische Elch, moose, Geweihe bis zu 72 Zoll Weite zwischen den äußersten Zacken der Schaufeln trägt.

Vom obersten Teil des Sulphur Creek fuhren wir auf äußerst beschwerlichem Weg nordwärts zum Grat des Domes hinauf; wir stiegen öfters ab, um den Pferden den Weg zu erleichtern. Dort oben herrschte Schlackerwetter und schließlich $\frac{1}{2}$ Fuß tiefer Schnee. Nachdem wir eine weite Strecke im Neuschnee ohne jegliche Fernsicht an dem Kamm entlang gefahren waren, senkte der Weg sich in das zur Linken eingeschnittene Bonanzatal hinab. Aus dem Schnee kamen wir wieder in den Regen. Die müden Pferde wurden zu scharfem Trab angespornt und stolperten öfters in den aufgeweichten, tiefen und steinigen Lehmspuren. Der Weg, seit einiger Zeit außer Gebrauch, war hier stark verfallen und die Knüppelbrücken hatten Löcher.

Wir passierten einen hohen, von der Yukon Gold Co. errichteten Staudamm und gelangten nun in den reichen, bauwürdigen

[1] Vermutlich liegt hier eine Erscheinung vor, auf die Herr Geheimrat Frech mich freundlichst aufmerksam gemacht hat, und die bereits im Gebiet des sibirischen „nalod" (Bodeneis) beobachtet worden ist, nämlich daß im Frühjahr bei starken Unterschieden zwischen Tages- und Nachttemperatur der Boden reißt und Wasser in die Spalten fließt, um dort in Form von Eisgängen zu gefrieren.

Abschnitt des Tales. In Grand Forks, wo sich der Eldorado mit dem Bonanza Creek vereinigt, sieht man die erste Hochterrasse von White channel gravel, der abgebaut wird. Kurz vorher waren wir auch an einer Stelle vorbeigekommen, wo der Talboden zur Baggervorbereitung mit Dampf aufgetaut wurde, indem spitze Stahlröhren durch Hammerschläge hineingetrieben und dann mit der Dampfleitung verbunden wurden.

Von Grand Forks fuhren wir zu dem großartigen Tagebau im White channel gravel am King Salomons Hill. Der Abbau des etwa 30 m mächtigen Kieses ist hydraulisch; von dem riffeligen Sericitschiefer-Grundgebirge, in dessen Ritzen viel Gold eingeschwemmt ist, werden noch 3—4 Fuß mitgenommen. Das Gold wird in sluice boxes gewaschen, in denen einige Leute das durchrollende Material gegen den Strom anschaufeln. Der vorderste von ihnen schaufelt Quecksilber dazwischen und sammelt es wieder heraus, wenn es genügend Gold gebunden hat. Der Talboden ist ein wüster tailing-Grund. An dieser Stelle kommen, außer Magnetit und anderen dunklen Schwermineralien, auch kleine Zinnsteingerölle vor, teils von fast schwarzer Farbe, teils in achatähnlich brauner Musterung (angeblich Holzzinn). Diese Zinnsteingerölle sind stark gerundet.

Wir waren recht spät, bei beginnender Dämmerung in dieser interessanten Grube und fuhren dann weiter nach Dawson. Das Bonanzatal weist schon oberhalb und dann auf weite Erstreckung unterhalb Salomons Hill eine lange Reihe gewaltiger Tagebaue auf, die wir leider ohne Aufenthalt durchrasen mußten. Im unteren Abschnitt des Tales wird das Gold wieder mit dem Bagger gewonnen.

Gegen 8 Uhr erreichten wir endlich unser Ziel Dawson und gingen dann an Bord eines Dampfers, der nach Mitternacht die Rückreise flußaufwärts antrat.

Vom 13.—17. September währte die mühselige Fahrt gegen die bis zu 4 Meilen (6,4 km) stündlich laufende Strömung des Yukon- und Lewesflusses. In Whitehorse machten wir einen kurzen Abstecher zur Kupfergrube Pueblo Mine, einer Kontaktlagerstätte zwischen Granodiorit und Carbonkalk. Am Abend des 18. trafen wir in Skagway ein, und noch am selben Abend ging es südwärts durch die verschlungenen Wasserstraßen des Alexanderarchipels und weiter bis Vancouver, das am Morgen des 22. September erreicht wurde. Hier teilte sich die Exkursionsgesellschaft. Die Mehrzahl der Teilnehmer führte unter W. Brocks Leitung eine zweite, interessante Durchquerung Kanadas aus, wobei auch die Kordillerengletscher der Gegend von Banff besucht wurden. Der Verfasser zog eine südlichere Route durch die Vereinigten Staaten vor, um auch das dortige Quartär kennen zu lernen. Da indessen dieser Teil der Reise nicht mehr zum eigentlichen Programm des Kongresses gehört, so möge die Beschreibung hier schließen.

So hatte uns diese Reise aus dem Bereich der verschwundenen diluvialen Gletscher von Vancouver zuerst hinaufgeführt in Gegenden, wo noch jetzt gewaltige Vorlandgletscher als Nachkommen der diluvialen sich ausdehnen und wo der Wechsel von Glazial- und Interglazialperioden selbst im engen Rahmen der jüngsten Jahrhunderte sich aufs deutlichste gezeigt hat; von dort gelangten wir in eine subarktische Gegend, deren trockene Kälte weder in der Gegenwart noch in der Diluvialzeit Vergletscherungen hat aufkommen lassen, dafür aber zu ähnlichen Bodeneisbildungen geführt hat, wie sie schon lange aus Sibirien bekannt sind. Klimatische Gegensätze mit all ihren glazialgeologischen Konsequenzen wurden uns aufs eindringlichste vor Augen geführt.

Zur Entstehung von Kalaharisand und Kalaharikalk, insbesondere der Kalkpfannen.

Von **Eberhard Rimann** in Rio de Janeiro.

Mit 3 Textfiguren.

(Schluß.)

Meine Beobachtungen führten zu folgenden Gruppierungen der Pfannen:

a) nach der Beschaffenheit des Pfannenbodens
   1. Gesteinspfannen,
   2. Lehm- und Kalkpfannen.

1. Gesteinspfannen haben, wie ihr Name ausdrücken soll, das unverwitterte anstehende Gestein als Boden, keine sekundären Bildungen wie z. B. Oberflächenkalk. Der entstehende Detritus wird durch Winderosion entfernt. Diese Art Pfannen sind in dem von mir bereisten Gebiet sehr selten (Fig. 1). Vorbedingung ist ein Gestein, welches bei der Verwitterung keine kalkigen und tonigen Absätze bilden kann, also z. B. ein Quarzit oder quarzitischer Sandstein. Ich rechne zu den Gesteinspfannen die Pfanne Chamkams in Lehmwater, die Springbockpfanne und die Pfanne Goadamchab nördlich von Uichanas.

2. Lehm- und Kalkpfannen sind meines Erachtens nicht voneinander zu trennen, da Übergänge vorhanden sind, und außerdem oft unter einer lehmigen Oberschicht ein ziemlich reiner Kalk folgt, ebenso wie unter reinen Kalktuffen lehmige Absätze liegen können. Die Beschaffenheit der Absätze in den Pfannen steht ja natürlich in engem Zusammenhang mit der chemischen Beschaffenheit des Pfannenuntergrundes, und so finden wir in Gebieten toniger Sandsteine oder z. B. von Diabasen Lehmpfannen, in Gebieten von Kalksteinhorizonten aber vorwiegend Kalkpfannen. Jedenfalls gilt

ganz allgemein für die Ablagerungen in den von mir besuchten Pfannen, daß sie nicht alluviale Absätze aus jetzt ausgetrockneten „Seen“ sind, sondern nur Umlagerungen des bei dem Zerfall des Gesteins zurückbleibenden Detritus. Die „Seeen“ haben sich erst über dem wasserundurchlässigen Detritus gebildet und was in diesem Falle von außen hinzugetragen worden ist, sind die pflanzlichen und tierischen Lebewesen gewesen, die von mir übrigens nur in den Kalkpfannen von Groß-Ums und bei Kakus beobachtet worden sind.

b) Nach der Entstehung der Pfannendepression selbst

1. Winderosionspfannen,
2. Flußpfannen,
3. Einbruchspfannen.

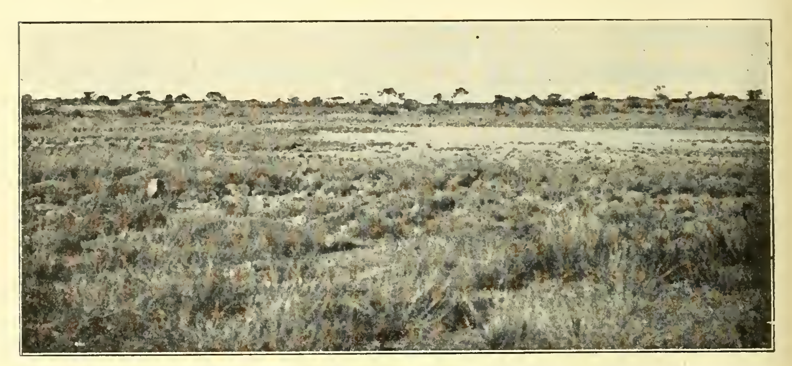


Fig. 1. Gesteinspfanne nördlich Uichanas.

Sicher ist, daß die zoogene Erosion PASSARGE's bei der Vertiefung der Hohlformen von Bedeutung war. Geschaffen dürfte sie indes keine der von mir besuchten Pfannen haben. Die Winderosion spielt jedenfalls bei allen drei Entstehungsarten eine gewisse Rolle, nur bei Fall 1 indes ist sie der wirklich die Hohlform schaffende Faktor. In den anderen beiden Fällen hat sie durch Beseitigung des von den Herdentieren zu Staub zerstampften Pfannenbodens eine nur vertiefende Wirkung gehabt, gleich der zoogenen Erosion.

Zu den Winderosionspfannen gehören sowohl Gesteins- wie auch Lehm- und Kalkpfannen, in dem von mir bereisten Gebiet die Pfannen Geidabib und Karidabib südlich Klein-Ums und die Pfannen von Groß-Ums und Klein-Achab.

Die Flußpfannen sind entstanden durch Zukalkung von ehemaligen Flußläufen (vergl. weiter unten). Hier ist also die Depression im Gelände schon vorhanden gewesen und durch die Mitwirkung von Wind- und zoogener Erosion verstärkt worden. Es gehören hierher naturgemäß nur Lehm- und Kalkpfannen.

Die Einbruchspfannen verdanken ihre Eintiefung im Gelände tektonischen Vorgängen, schollenförmigen Einbrüchen. Hierher gehört z. B. der die Pfannen Achab und Nuis umfassende Streifen von Schwarzkalk (untere Namaformation), gegen den nordwestlich die Karrooformation, im Süden aber eine Diabasdecke verschoben wurde. Zu den Einbruchspfannen gehören ferner die Pfannen von Achab, Arui, Aminuis, Huguis und südöstlich Nuis, die letzteren vier innerhalb einer Diabasdecke, die Pfanne bei Nuis an ihrer Westseite an steilgestellte Tonschiefer der Schwarzkalkschichten



Fig. 2. Querschnitt durch den Boden der Kalkpfanne in Aroroams. Die Pfanne ist entstanden durch Zusammenbacken der einzelnen Kalkkonkretionen im Untergrunde. Unter der Bank von Oberflächenkalk folgt ein roter Namasandstein, der durch Infiltration mit kalkhaltigeu Lösungen ein Kalksandstein geworden ist.

stoßend. Als Einbruchspfanne fasse ich auch die Pfanne Kois, nördlich Uichanas auf. Das geologische Alter dieser tektonischen Störungen muß dabei für den einzelnen Fall ganz dahingestellt bleiben in Anbetracht des Umstandes, daß wir in Deutsch-Südwestafrika mindestens drei Perioden intensiver Erdkrustenbewegungen zu unterscheiden haben und der in Frage stehende Teil der Kalahari durchaus als Schollenland aufzufassen ist. Es liegt aber nahe, die Vorgänge, welche die Einbruchspfannen geschaffen haben, in zeitlichen Zusammenhang zu bringen mit der jüngsten Periode tektonischer Störungen, von denen die Ablagerungen der Pluvialperiode betroffen wurden.

Die Kalk(lehm)pfannen im besonderen sind also nach meinen Beobachtungen und in dem hier behandelten Gebiet auf folgende Weise entstanden:

a) durch Zusammenbacken der Kalkkonkretionen im Untergrunde (Schaffung der wasserundurchlässigen Schicht), Herauswehen des Sandes durch Winderosion (Schaffung der Hohlformen) und Vertiefung der Hohlformen durch die Herdentiere (Fig. 2);

b) durch Umwandlung horizontalliegender Schwarzkalkbänke in Oberflächenkalk und Vertiefung zu Pfannen durch die Herdentiere unter Mitwirkung der Winderosion (Fig. 3);

c) durch Verkalkung ehemaliger Flußläufe.

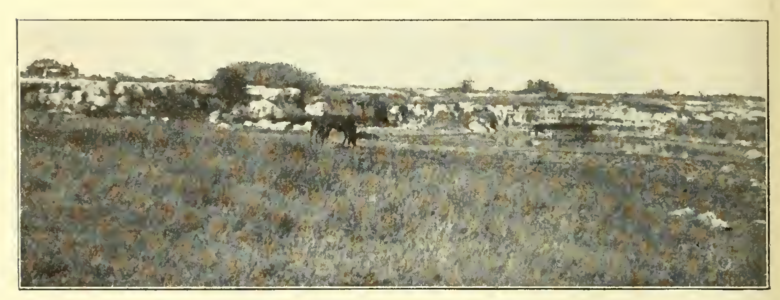


Fig. 3. Kalkpfanne von Nuis,
entstanden bei der Umwandlung einer horizontalliegenden Bank von Schwarzkalk zu Oberflächenkalk (Kalaharikalk).

Die Fälle a) und b) sind ohne weiteres verständlich. Den aus einzelnen Konkretionen bestehenden Pfannenboden habe ich in den Profilen der Pfannen in Klein-Achab und Aroroams beobachtet. Fall b) trifft für die Pfannen zwischen Achab und Nuis zu.

Daß schließlich eine Anzahl Kalk-Lehm-Pfannen nichts weiter als zugekalkte Flußläufe darstellen, habe ich durch einige Brunnenprofile feststellen können. Zwischen Brackwater und Dohna, westlich des weißen Nossob, zieht sich in westlicher Richtung eine Reihe solcher Pfannen hin, die in ihrer Gesamtheit von den dortigen Eingeborenen noch heute als Kanubis-Rivier bezeichnet werden. Ein zufällig bei meinem Durchritt in Bekertegab in Abteufung befindlicher Brunnen zeigte folgendes bemerkenswerte Profil:

6 m Oberflächenkalk,
3 m Flußschotter, roter Sandstein und Tonschiefer (oberer Waterbergsandstein).

Ein anderes Profil in der Kalkpfanne südöstlich Nauhaus ergab:

2,5 m Oberflächenkalk,
7,5 m rote und gelbe Flußsande (Kalksandsteine) und Tone,
2,5 m rote Flußsande (Kalksandsteine) und grobe Flußschotter.

Zu dieser Art von Kalkpfannen gehören auch diejenige in Kakus am Schwarzen Nossob, ferner die als Kalkgrund in der geologischen Karte des Khauashottentottenlandes aufgeführten Partien zwischen Aroroams und dem kleinen Nossob. In den älteren topographischen Karten waren die Kalkgrundpartien als Kleiner Nossob durchgezeichnet, und diese, heute von lehmigem Kalkboden bedeckten Senken, beiderseits von üppigem Baumbestand umrahmt, erinnern in der Tat an Flußlandschaften. Range brachte ebenfalls schon nach seinen Beobachtungen im Süden der Süd-kalahari die in Reihen angeordneten Pfannen mit Rivieren in Beziehung. Aber während Range den Eindruck gewann, daß ein Rivier sich habe bilden wollen, aber durch veränderte klimatische Faktoren unfertig geblieben ist, ergeben die oben angeführten Beobachtungen unzweifelhaft, daß ausgebildete Riviere vorgelegen haben, mit teils tonigen, teils feinsandigen, teils auch konglomeratischen Absätzen, daß aber aus irgendwelchen Gründen (s. oben) ein Stadium eintrat, in welchem die Kraft und Menge des fließenden Wassers nicht mehr ausreichte, die Verbindung das Flußtal entlang aufrecht zu erhalten. Es schnürten sich die einzelnen Partien ab, zuweilen durch Flugsanddünen getrennt, und die Regenwasser verdunsteten dort, wo sie niederfielen. Da sich unter den Flußabsätzen sehr viel Kalksteine befanden, wie wir dies noch heute an den 30 m mächtigen Ablagerungen des Nossob aus seiner Pluvialperiode feststellen können, mußten die verdunstenden Regenwasser die Bildung einer Kruste von Oberflächenkalk herbeiführen. Die beiden Quellarme des Epukiro-Omuramba bieten übrigens charakteristische Beispiele dafür, daß die Entstehung von Kalkpfannen noch heute in der oben skizzierten Art vor sich geht. Die genannten Beobachtungen lassen ferner den interessanten Schluß zu, daß die Bildung dieser Kalkpfannen mit dem Ende der Pluvialperiode einsetzt.

Es ergeben sich somit folgende Resultate:

1. Eine Periode mit intensiverer Abtragung durch die Niederschlagsmengen (die sogen. Pluvialperiode) ist der Jetztzeit vorangegangen. Der Umschlag muß allmählich erfolgt sein und ist zurückzuführen vielleicht zum Teil auf eine Abnahme der jährlichen Regenmenge, sicher aber und wohl zum größeren Teil auf Niveauverschiebungen innerhalb der Flußläufe, die in extremen Fällen zur völligen Austrocknung und Verkalkung derselben und zur Herausbildung einzelner in der Richtung des ehemaligen Flußlaufes sich aufeinander folgenden Kalkpfannen geführt hat.

2. Der Kalksandstein der Kalahari ist, soweit er nicht ein Glied der oberen Namaformation darstellt, entweder ein Flußsand oder ein Dünensand der Pluvialperiode oder ein Sandstein der Nama- bezw. Karrooformation mit einem durch die Tagewässer infiltrierten kalkigen Bindemittel.

Der Kalaharikalk ist teils in Knollen, teils in zusammenhängenden Bänken zu beobachten. Erstere sind als den Lößmännchen analoge Konkretionen, letztere als mehr oder minder umgewandelte Horizonte von Schwarzkalk der unteren Namaformation aufzufassen.

Der Kalaharisand ist das Zerfallsprodukt der Sandsteine der Nama- und der Karrooformation.

3. Die Pfannen sind ihrer Entstehung nach zu bezeichnen als:
reine Winderosionspfannen,
Flußpfannen,
Einbruchspfannen.

Bei der Vertiefung der durch die drei Entstehungsmöglichkeiten gebildeten Depressionen spielt neben der Winderosion die zoogene Erosion eine gewisse Rolle.

Besprechungen.

F. Klockmann: Lehrbuch der Mineralogie. 5. u. 6. Auflage. Stuttgart, Verlag von Ferdinand Enke, 1912. 628 p. Mit 522 Textfiguren und einem Anhang: Tabellarische Übersicht (Bestimmungstabellen) über die 250 wichtigsten Mineralien.

Die dieser Doppelauflage vorhergehende 4. Auflage dieses verbreiteten Lehrbuchs der Mineralogie ist im Jahre 1907 erschienen (vergl. dies. Centralbl. 1907. p. 216). Es ist so allgemein bekannt, daß eine eingehende Besprechung nicht mehr nötig ist, um so mehr, als die Anlage im wesentlichen die gleiche geblieben ist. Es seien nur die Abänderungen gegen die früheren Auflagen erwähnt, die Verf. selbst in der Vorrede hervorhebt. Die Naumann'schen Zeichen wurden im beschreibenden speziellen Teil weggelassen, dagegen im allgemeinen Teil ausführlich erläutert, da sie zum Verständnis der älteren (und z. T. auch der neueren) Literatur nicht entbehrt werden können. In der systematischen Anordnung der beschriebenen Mineralien hat eine Verschiebung stattgefunden, namentlich innerhalb der Silikate. Die Haloidsalze, die früher zwischen den Oxyden und den Oxysalzen standen, sind jetzt hinter die letzteren gerückt worden. Der den früheren Auflagen beigegebene kurze Anhang: „Die nutzbaren Mineralien" ist diesmal fortgefallen, weil er in ausführlicherer Form an anderer Stelle erscheinen soll. Selbstverständlich sind im einzelnen mancherlei Abänderungen und Verbesserungen vorgenommen worden, die aber hier nicht weiter verfolgt werden sollen.

Max Bauer.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. August 14,553 1914 No. 15

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über Edelsteinfunde auf der Halbinsel Nieder-Kalifornien.

Von Dr. **Ernst Wittich.**

Die Halbinsel Nieder-Kalifornien, ein bis vor wenigen Jahren nur wenig beachtetes Land, hat plötzlich große Bedeutung gewonnen und scheint berufen zu sein, auch in der Zukunft noch eine wichtige Rolle zu spielen. Um dieses Land, das bisher fast völlig terra incognita war, wissenschaftlich zu erschließen und vor allem um den Wert seiner Bodenschätze kennen zu lernen, hat die mexikanische Regierung im Jahre 1911 vier geologische Expeditionen ausgerüstet, über die seinerzeit kurz berichtet wurde (s. Peterm. geogr. Mitteil. 1911. II. p. 275, und Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. p. 396).

Die Ergebnisse dieser vier Expeditionen liegen nunmehr in einem detaillierten Berichte [1] vor, dem die nachfolgenden Mitteilungen z. T. entnommen sind, ergänzt durch weitere Beobachtung des Verfassers.

Unter den Funden unserer Explorationsreise nehmen die Edelsteine einen nicht unwichtigen Platz ein, von denen mehrere zum ersten Male auf der Halbinsel gefunden wurden, während von anderen Mineralien edle Varietäten entdeckt wurden.

Turmalin.

Der erste der hier zu erwähnenden Edelsteine ist der Rubellit, den ich an zwei verschiedenen Stellen im Innern der Halbinsel entdeckte. Schon seit einer Reihe von Jahren wird der edle Turmalin in Ober-Kalifornien ausgebeutet und als Schmuckstein in den Handel gebracht; die wichtigsten Fundstätten sind im Pala-Distrikt gelegen nahe der Stadt San Diego und unweit der mexikanischen Grenze. Das Muttergestein dieser Turmaline ist ein grobkörniger Pegmatit von wahrscheinlich obercretacischem Alter, soweit ich in der Umgebung von San Diego und später auch weiter südlich in Nieder-Kalifornien feststellen konnte.

Die Palaturmaline sind Lithionturmaline von rosaroter, etwas

[1] Memoria de la Comision del Instituto Geológico, que exploró la region Norte de la Baja California. México 1913. Secretar. de Fomento. Karten u. 112 Illustr. Zugleich auch erschienen in den Parergones. 4. No. 2—10 des Instituto Geolog. Nacional. 1913. Mexico.

seltener grüner Farbe; mit ihnen kommen häufig noch andere Edelsteine vor, besonders Beryll und Granate [1].

Über die Produktion von rohen Edelsteinen in Ober-Kalifornien liegen genaue statistische Nachweise vor [2]; denen zufolge betrug die Ausbeute im San Diego Co., d. h. im Pala-Distrikt, im Jahre 1912 Doll. amerik. 12 500; gewonnen wurden wesentlich Turmalín, Beryll und Hessonit, sogenannte Hyazinthen.

Es lag nahe, den Lithionturmalin auch auf der Halbinsel zu vermuten, und zwar in den auch hier so verbreiteten Pegmatiten. Aber trotz aller Mühe waren bis vor kurzem nur schwarze Turmaline aufgefunden worden, freilich in Exemplaren von außergewöhnlichen Dimensionen, die gerade in den großkörnigsten Pegmatitgängen in Menge auftreten. Besonders häufig fanden sich solche Kristallriesen in der Sierra San Pedro Martyr, dem höchsten Gebirge der Halbinsel, etwa am 31.^{0} n. Br. und 115.^{0} westl. L. Nach dem Bericht von Th. Flores und P. Gonzalez [3] erreichte der größte jener Turmaline, der allerdings schon teilweise zerstört war, noch etwas mehr als 45 cm Länge, bei 9 cm basischem Querschnitt.

Ein Kristall von trigonalem Habitus und 25 cm Länge, gleichfalls aus dem San Pedro Martyr-Gebirge stammend, befindet sich in der Sammlung des geologischen Institutes zu Mexiko.

Da die Turmaline der ersten Mineralausscheidung angehören, so sind sie vielfach durch spätere Kristallisationsvorgänge sowie dynamische Bewegungen deformiert worden; so ist auch der erwähnte fußlange Kristall auffallend gebogen und gedreht. Oft sind die größeren Kristalle parallel der Basis in Stücke zerrissen und die Bruchstellen wieder ausgefüllt mit Quarzmasse, seltener mit Feldspat.

Sehr einfach ist die kristallographische Entwicklung dieser Turmaline, bei denen durchweg trigonale Flächen vorherrschen; Endflächen sind selten; sie beschränken sich stets auf flache Rhomboeder.

Anders ist die Art des Vorkommens der Lithionturmaline, die ich bisher noch nicht in Pegmatiten, sondern in metamorphen Schiefern gefunden habe [4]. In dem Gebirgszuge zwischen Cala-

---

[1] G. F. Kunz, Gems, Jeweler's Materials and Ornamental Stones of California. 2. ed. State Mining Bureau Bull. **37**. San Francisco 1905. — G. A. Warning, The Pegmatite veins of Pala, Cal. Americ. Geolog. Minneapolis 1905. **35**. p. 136. — L. Douglas Sovering, Gems and rare Minerals of southern California. Bull. Soc. Acad. Cal. Scs. 1905. **4**. p. 85—90.

[2] California State Mining Bureau Bull. **65**. 1913. p. 37.

[3] Th. Flores y P. Gonzalez, Les erupciones y diques pegmatiticos de la Sierra de San Pedro Martyr, B. Cfa. Acta de la asamblea general d. l. Soc. Geol. Mexic. Enero 1912. Mexico; — Memoria d. l. Comision del Instituto Geolog. 1913. Parergones 4, 2—10. p. 268.

[4] E. Wittich, Turmalina de Litio del Centro de la Baja California. Bol. Soc. Geolog. Mexic. **9**. Verano de 1912. Mexico.

mahí und San Borja, ungefähr bei 28° 30′—45′ n. Br. und 113° 20′—40′ westl. L. treten mächtige metamorphe Biotitschiefer auf, die von Turmalinpegmatiten durchsetzt werden; die Turmaline sind jedoch nur Eisenturmaline. Dagegen treten die Pegmatitgänge zurück im Gebiete des Arroyos von San Pedro, nur Putzen und Augen von Quarz-Feldspatmasse in den dunklen Glimmerschiefern deuten auf pegmatitische Injektionen hin. In diesem Gestein treten dann auch die edlen Lithionturmaline in großer Anzahl und in Kristallen von ziemlicher Größe auf. Die Schiefer, die fast nur aus Biotit bestehen, sind steil aufgerichtet und stark verworfen; die edlen Turmaline bilden darin Kristallaggregate oder Sonnen aus strahlig angeordneten, stengligen Kristallen, unter denen Einzelkristalle von 10 cm Länge vorkommen. Die Farbe der Kristalle ist licht rosarot, die unteren Partien seltener grün, in den kompakteren Aggregaten sind grüne Farben etwas häufiger; frische, von der Verwitterung noch nicht ergriffene Kristalle sind durchscheinend. Endflächen habe ich an keinem Kristall gefunden. Die Oberfläche der Rubellite ist oft mit einer Schicht von feinschuppigem Lithionglimmer bedeckt. Bei den mechanischen Störungen der Biotitschiefer haben natürlich auch die eingelagerten Turmaline gelitten.

Auch in den erwähnten Quarz-Orthoklasaugen treten rosarote Turmaline neben der schwarzen Varietät auf; vermutlich haben wir es hier mit Injektionsresten eines Granitmagmas zu tun, die stark mit Borsäure angereichert waren.

Eine ähnliche Erscheinung des Überganges eines echten Pegmatitgesteins in Turmalin-Quarzfels habe ich auch an anderen Stellen beobachtet, so im Staate Guanajuato[1], wo in der Nähe großkörniger Pegmatite, gewissermaßen als peripherische Variation, Turmalinfelse auftreten.

Eine Analyse frischen Materials unserer niederkalifornischen Rubellite ergab folgendes Resultat:

SiO_2	37,54 %
Fe_2O_3	2,60 „
Al_2O_3	43,46 „
CaO	0,64 „
MgO	0,27 „
B_2O_3	9,12 „
F	0,12 „
LiO_2	0,56 „
K_2O	1,58 „
Na_2O	2,51 „
H_2O	1,87 „
	100,27

[1] E. Wittich, Algunos datos preliminares sobre diques de Aplito, Pegmatita cerca de Silao-Guanajuato. Bol. Soc. Geolog. Mexic. 6, 2. 1909. p. 173.

Wenn dieses Resultat mit Analysen anderer Lithionturmaline im allgemeinen übereinstimmt, so fällt doch der hohe Alkaligehalt, besonders die Menge des Kalis, bei unseren Rubelliten auf.

Die Imprägnation der Biotitschiefer mit Lithionturmalinen erstreckt sich von dem erwähnten Fundpunkte aus über eine Zone von ungefähr 1 km Ausdehnung.

Etwa 25 km nördlich dieses Vorkommens, mitten in der Sierra von San Borja und nahe der Wasserscheide zwischen dem kalifornischen Golf und dem Ozean, treten dieselben Biotitschiefer wieder auf, gleichfalls mit Einschlüssen von rosafarbigem Turmalin. Die Schieferzone ist hier allerdings viel schmäler, und die Schiefer selbst außerordentlich gepreßt, gebogen oder gefaltet; auch die in der Nachbarschaft auftretenden Granite zeigen Spuren starker dynamischer Vorgänge.

Die in diesen Schiefern eingeschlossenen edlen Turmaline, die im übrigen den oben beschriebenen völlig gleichen, sind hier noch mehr mechanisch deformiert, zerrissen und zerbrochen, daher auch von der Zersetzung in Lithionglimmer noch mehr ergriffen. Quarz-Feldspataugen, die den nahegelegenen Granit-Pegmatitgebieten ihren Ursprung verdanken werden, fehlen auch an dieser Stelle nicht, und auch in ihnen treten Rubellite auf.

Ein drittes Vorkommen von Lithionturmalin liegt im Norden der Halbinsel, in der Sierra de Cucapáh, nahe der Grenze gegen die Vereinigten Staaten. Diese Fundstelle, die ich nicht habe besuchen können, ist erst in jüngster Zeit entdeckt worden. Proben, die ich von dorther erhielt, zeigten ein kompaktes Aggregat von schön rosafarbigem Turmalin, in einzelnen Partien dagegen tiefgrün gefärbt, gleichfalls mit der Tendenz zur radialen oder strahligen Absonderung. Anscheinend stammen diese dichteren Turmalinstücke aus einem nur wenig gestörten Gestein, sie sind daher nur wenig in Lithionglimmer umgewandelt.

An den Stufen heften noch kleine Reste von Quarz und Orthoklas an, so daß ihre Herkunft aus Pegmatiten unzweifelhaft ist.

Sapphir.

Eingesprengt in diese Rubellite finden sich zuweilen kleine, tiefblaue Sapphire, gleichfalls die ersten, die mit Sicherheit in Nieder-Kalifornien gefunden wurden. Es sind kleine Kriställchen von etwa 5 mm Länge und 1—2 mm Durchmesser, mit sehr unregelmäßigen Flächen, darunter die Basis und unebenen Pyramiden. Sie sind tiefblau gefärbt, aber opak, und nur die kleinsten Kristalle sind etwas heller und durchscheinend. Näheres habe ich über dieses Sapphirvorkommen nicht in Erfahrung bringen können.

Die Kommission des geologischen Institutes, die den Norden durchreiste, hatte keine Sapphire gefunden, berichtet aber von dem angeblichen Vorkommen desselben nahe der Kalifornischen

Grenze; die Begleitmineralien dieser Korunde sollen Hessonite sein. Diese Angaben bedürfen wohl noch einer Nachprüfung.

Beryll.

Zusammen mit den erwähnten Riesenturmalinen in den Pegmatitgängen der Sierra San Pedro Martyr kommt noch als Seltenheit edler Beryll vor, dessen wenige Exemplare ich in den Pegmatitquarzen von dort entdeckte[1]. Auch dieser Edelstein, der gleichfalls in Ober-Kalifornien schon seit Jahren gefunden wird[2], ist neu für die Kalifornische Halbinsel.

Das beste Exemplar, das ich aus den Quarzen herauspräparieren konnte, ist ein durchsichtiger Kristall von lichtgrüner Farbe, 1,7 cm Länge und etwa der Hälfte im Querschnitt, an dem nur ein einfaches Prisma und die Basis auftreten. Einige weitere Berylle sind etwas größer, hell gelbgrün, aber nicht durchsichtig.

Beryll ist ein in der Republik Mexiko seltenes Mineral und an den wenigen Fundstätten nur spärlich angetroffen worden. Über das Vorkommen des Berylls an diesen Punkten ist nichts Näheres bekannt geworden, nur von einem seltsamen Funde kenne ich das Muttergestein. In dem Haupterzgange von Guanajuato, der sogenannten Veta madre, fand ich Beryll eingeschlossen in den Gangquarz zusammen mit Datolit und Valencianit[3].

Bei dieser Gelegenheit sei auch auf eine interessante archäologische Frage hingewiesen. In dem bekannten Werke „Edelsteinkunde"[4] spricht M. Bauer die Vermutung aus, daß die zahlreichen Smaragde, die die Spanier im Besitze der mexikanischen Eingeborenen fanden, nicht aus Mexiko selbst, sondern weit aus dem Süden, etwa Columbien oder Peru, stammen könnten. Auf Grund meiner Erfahrung in Mexiko kann ich dieser Vermutung M. Bauer's vollkommen beipflichten.

Granat.

Es seien hier zwei edle Varietäten des Granats erwähnt, die gleichfalls in den mächtigen Granitgebirgen im nördlichen Teile der Halbinsel vorkommen, nämlich der Hessonit und der Spessartin. Es scheint, als ob der erstere, der Hessonit, an die Nähe des Kontaktes gebunden sei oder selbst eine Kontakt-

[1] E. Wittich und M. Villalva, Berylo en diques de Pegmatita de la Baja California. Soc. Geolog. Mexic. Acta d. l. asamblea gener. invierno 1912. 7.

[2] G. F. Kunz, Gems and precious Stones of North America. New York 1892.

[3] E. Wittich, Seltene Silikate in der Veta madre von Guanajuato in Mineralog. Notizen über den Minenbezirk von Guanajuato. Monatsber. deutsch. geol. Ges. Berlin 1911.

[4] Max Bauer, Edelsteinkunde. 1896. p. 354.

bildung ist, denn die Pegmatitintrusionen sind, wie später erörtert werden soll, jünger als die dort auftretenden Cenomankalke. Zusammen mit den Hessoniten kommen noch große Zoisite vor, über die später berichtet werden soll.

Im allgemeinen sind die Hessonite gut ausgebildet, vorwaltend ist die Form (101); andere Formen, wie (112) und (123), sind untergeordnet; oft sind die Kristalle klar und durchsichtig von zarter hyazinthroter Farbe. Gewöhnlich stecken diese Hessonite in einem kompakten Granatfels, so daß ringsum entwickelte Kristalle selten sind.

Diese Granate sind im Norden der Halbinsel unter dem Namen „Jacintos“ bekannt und auch in Ober-Kalifornien gehen sie unter dieser Bezeichnung im Edelsteinhandel.

Die Hauptfundstätten der Hessonite sind in der Sierra Juraz und bei Yacúmba in den Cucapáhbergen, nahe der Landesgrenze gelegen.

Die Mangangranate dagegen sind bisher nur in der weiter südlich gelegenen Sierra San Pedro Martyr angetroffen worden. In den dortigen Turmalinpegmatiten finden sich häufig gut ausgebildete Kristalle von Spessartin, bei denen stets Ikositetraeder, wie (211) und (311), vorherrschen; andere Formen fehlen fast gänzlich. Die Farbe dieser Spessartine liegt zwischen tiefrot bis braunrot. Auffallend ist die beträchtliche Größe dieser Kristalle, von denen einige bis zu 7 cm Durchmesser erreichen. Vielfach schließen diese großen Granate noch Partien feinkörniger Pegmatitgrundmasse ein, ebenso haben sich auf den Rissen und Spalten derselben neue Mineralbildungen angesiedelt.

Auch in den südlich des San Pedro Martyr-Gebirges gelegenen Granit-Pegmatitgebieten treten Spessartine auf, freilich erreichen sie niemals die Dimensionen der obigen Funde. Selbst in der Nähe der Südspitze der Halbinsel, in den Graniten der Umgebung des kleinen Hafenortes San José del Cabo, sowie in den metamorphen Biotitschiefern finden sich dunkle Mangangranate[1] und Pyrope.

In der Nähe des Minenortes El Triumfo, südlich von La Paz, kommen tiefrote Granate vor, über die Kunz nur kurz folgendes berichtet:

„At Triunfo, Lower California, beautiful garnets in crystals of $\frac{1}{8}$ to $\frac{1}{2}$ inch in diameter are said to occur in a white rock“[2].

Vermutlich handelt es sich hier gleichfalls um Spessartine, die in hellen Apliten auftreten.

In dem hohen Granitgebirge, das zwischen La Paz und dem

[1] E. Wittich, Beiträge zur Geologie der Südspitze von Nieder-Californien. Monatsber. deutsch. geol. Ges. Berlin 1911. No. 12.

[2] G. F. Kunz, Gems and Precious Stones. 1892. p. 277.

Kalifornischen Golf liegt, den sogenannten Cacachilasbergen, treten gleichfalls Spessartin führende Pegmatite auf. Stufen, die ich von dort erhielt, zeigen gut entwickelte Kristalle mit vorwaltendem (211) von tiefroter Farbe; sie erreichen 1—1,5 cm Durchmesser.

Günstige Umstände ermöglichten es uns, auch das geologische Alter der erwähnten Edelsteine wenigstens mit einiger Genauigkeit festzustellen. Wie wir in unserem Berichte[1] mitteilen, ist die Aufeinanderfolge der Gesteine in den erforschten Gebieten der Halbinsel kurz folgende:

Fossilführende Schiefer, vermutlich der mittleren oder unteren Kreide angehörend, aber meist metamorphosiert.

Andesite (Porphyre) mit Tuffen, z. T. gleichzeitig mit Cenomankalken; Tuffe und Kalke durch entsprechende Fossilien charakterisiert.

Dann folgen Intrusionen von Dioriten und auf diese erst Granite mit ihrem Ganggefolge.

Überlagert wird diese Gesteinsserie von den Schichten der oberen Kreide.

Während nun die Schiefer, Kalke und Tuffe starke Lagerungsstörungen zeigen und oft metamorphosiert sind, ruht die obere Kreide (Senon) ohne namhafte Dislokationen auf den älteren Formationen.

Die Bildung der Diorit-Granitintrusionen, sowie die ihrer Gänge, der Pegmatite und ihrer Edelsteine, fällt also etwa in die Zeit des Turons.

Dieselbe Beobachtung der Gesteinsfolge konnte ich auch im San Diego Co., Ober-Kalifornien, machen. Allerdings habe ich dort die Cenomankalke nicht angetroffen; die Sukzession ist jedoch auch da: Schiefer, Andesit (Porphyr), Diorit, Granit mit Gängen. Daher vermute ich, daß die Edelsteine führenden Pegmatite in Ober-Kalifornien gleichfalls turonen Alters sind.

Türkis.

Als letzter der Edelsteine aus Nieder-Kalifornien sei noch der Türkis erwähnt, der hier vor Jahren einmal für kurze Zeit gewonnen wurde. Die Fundstätte, in der Literatur bekannt unter der Bezeichnung „El Aguajito“, ist eine kleine Hochebene, die zwischen dem Dorfe Rosario und der Exmission San Fernando liegt, wenig nördlich des 30.^{0} n. Br.

Die Türkise treten hier auf als Spaltenbildungen in Dioriten; unterhalb derselben setzen kleine Kupferquarzgänge auf, die vermutlich in ursächlichem Zusammenhange mit den Türkisen stehen.

---

[1] E. Böse y E. Wittich, Informe relativo a la exploracion de la region norte de la Baja California. Mexico 1913. Parergones Inst. geolog. 4. p. 347 ff.

Wie es scheint, sind diese Klüfte mit Türkisausfüllung von jüngeren Störungen getroffen und die Füllmasse zertrümmert worden, so daß es kaum möglich ist, größere zusammenhängende Stücke zu gewinnen. Die Gruben wurden daher bald wieder aufgegeben und sind heute gänzlich verfallen.

Nicht weit von diesem Fundpunkt liegen zwei weitere Stellen, an denen früher gleichfalls Türkis gewonnen wurde, die beide etwa am 115.^{0} 20′ westl. L. gelegen sind, nördlich der Exmission von San Fernando. Auch an diesen beiden Fundstätten sind die Türkise in Spalten aufgetreten, die in Dioriten aufsetzen; da dieser ganze Gebirgszug von zahlreichen kleinen Kupfererzgängen durchschwärmt wird, so darf man wohl auch bei diesen Türkisvorkommen die Einwirkung eines solchen Kupferganges, ähnlich wie am Aguajito, annehmen.

Die Ausbeutung der niederkalifornischen Edelsteine ist von jeher nur sehr gering gewesen, in den letzten Jahren wurden überhaupt keine mehr gefördert. Zurzeit existieren nur noch wenige Belehnungen auf Edelsteine, davon 2 auf Türkis mit 7 ha Terrain und 2 auf Jacintos (Hessonit) mit 17 ha.

So klein die Zahl der bisher in Nieder-Kalifornien gefundenen Edelsteine auch sein mag, so läßt doch die Art ihres Vorkommens, nach den in Ober-Kalifornien gemachten Erfahrungen, erwarten, daß bei weiteren Untersuchungen der Halbinsel noch manche neue Fundpunkte brauchbarer Edelsteine entdeckt werden können.

Hemimorphe Eiskristalle.

Von **E. Stecher** in Chemnitz i. Sa.

Am 9. April d. J. prasselte nachmittags $\frac{1}{2}$4 Uhr am Gleesberg bei Schneeberg im sächsischen Erzgebirge in etwa 550 m Höhe plötzlich ein Graupelwetter nieder. Besonders beim Auffangen im schwarzen Regenschirm zeigte es sich deutlich, daß die Graupelkörner vorwiegend prachtvolle, stereometrisch gesprochen sechsseitige Pyramiden von etwas größerer Steilheit als die Quarzpyramide mit großer Grundfläche waren. Die Pyramidenkante maß 5—6 mm. Die Kanten waren sämtlich ein wenig gerundet. Hagelkristalle beschrieb zuerst (1871) Abich nach Beobachtungen in Transkaukasien, später berichteten nach den Ref. im N. Jahrb. f. Min. etc. 1901. II -175- Klossowsky (30. 5. 1887) und Sidorenko (30. 5. 1899) über ähnliche Fälle aus Rußland. Der letztere beobachtete allerdings dreiseitige (im stereom. Sinne) Pyramiden, von denen bei dem Schneeberger Fall nur andeutungsweise wenige und kleinere zu sehen waren.

Ein Beitrag zur Kenntnis der Pfahlbildungen.

Von **R. Sokol** in Pilsen.

Mit 1 Textfigur.

In einer Studie [1] habe ich bereits die Gesteine des Böhmischen Pfahles beschrieben und festgestellt, daß der sogen. Pfahlquarz aus mehreren Gesteinen entstanden ist, die der Metamorphose anheimfielen. Bei der späteren Durchforschung der Kontaktgesteine fand ich an mehreren Stellen (nördlich von Furth i. W., bei Vollmau, Česká Kubice, Pec, Chodov, Neu Gramatin, Schüttwa) einen typischen Augengneis dicht am Pfahle oder sogar in seiner Richtungslinie, wo er nicht als Quarzfelsen ausgebildet ist. Der Augengneis ist mittel- bis grobkörnig und besteht aus Orthoklas, Myrmekit, Mikroklin, Mikropegmatit, Oligoklas, Albitoligoklas, Quarz, Biotit, Muscovit (oft mit Biotit verwachsen), Sericit, Apatit, Zirkon, Erz, Granat und hie und da etwas Sillimanit. Stellenweise fehlt der Biotit und stellt sich Turmalin ein. In den Augen ist Feldspat oder auch ein Quarzmosaik von Sericitströmen umflossen vorhanden. Biotit ist auch randlich um die Feldspate entwickelt und oft mit lädierten Muscovitschüppchen vermengt. Ebenfalls ist er hie und da in Strähne geordnet, geblättert und in Chlorit oder Sillimanit umgewandelt. Quarz ist immer stark rupturell undulös und oft geborsten. Seine Undulationsrichtung ist zwar immer parallel zu ε, aber sonst gegenüber der Schieferungsfläche fast regellos. In dem Turmalinaugengneise schwimmen die großen Feldspate und seltene große Quarze in einem klaren, gerade auslöschenden Quarzmosaik; Sericitströme fehlen zwar nicht, sind aber sehr selten. Quarzadern, die das Gestein durchdringen, enthalten außer abgerissenen und geschleppten Randpartien seitliche große Quarzkristalle mit Anwachspyramiden und geradem Auslöschen, ein Beweis für frühere klaffende Beschaffenheit der Spalten. Die Anwesenheit des frischen Biotits und die Regelmäßigkeit der Augen sprechen gegen die Vermutung, daß der Augengneis als Produkt der Wüstenverwitterung zu deuten wäre, welche Frosterus [2] für die Genesis der ladogischen Augenschiefer mit bestem Erfolg angenommen hat. Unser Augengneis gehört zu echten Orthogneisen (Granitporphyren).

Sehr interessant sind die Verhältnisse bei dem künstlichen Bache „Česká Bystřice“ zwischen Furth i. W. und Taus, welcher den böhmischen Pfahl in tiefem Einschnitte durchquert und ein Profil (Fig. 1 A) darbietet, das ich gern mit einem von S. Wolff [3]

---

[1] R. Sokol, Der Böhmische Pfahl von Furth i. W. bis Ronsperg. Bull. intern. de l'Acad. des Sc. de Bohême. 1911.

[2] Frosterus, Bull. de la Commiss. géol. de Finland. 2. No. 13.

[3] S. Wolff, Beitrag zur Kenntnis des Pfahles und seiner Nebengesteine. Inaug.-Dissert. Neisse 1898.

angegebenen Durchschnitte des Bayerischen Pfahles bei Regen (Fig. 1 B) vergleichen möchte. 3 km südlich von der Station Regen an der Ohemündung in einem fast 100 m langen Eisenbahneinschnitte beobachtete er außer der Hälleflinta (*H*) drei verschiedene Abarten des Gneises (feinkörnig, grob- bis mittelkörnig, flaserig), die wechsellagern. Innerhalb derselben erscheinen in seinem Profile neunmal je etwa 1 m mächtige Lagen von Augengneis (*A G*). Aus seiner petrographischen Beschreibung (l. c. p. 3 ff.) läßt sich aber entnehmen, daß alle genannten Gneise dieselbe mineralische Zusammensetzung aufweisen, und daß sie nur das Korn und die Stufe der

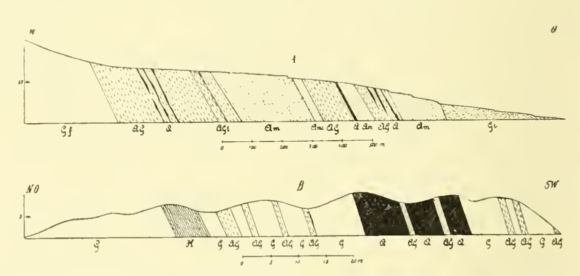


Fig. I. A. Profil des Böhmischen Pfahles im künstlichen Bachbette zwischen Furth i. W. und Taus. B. Profil des Bayerischen Pfahles bei Regen nach S. Wolff. *A G* Augengneis, *A G t* Augengneis mit Turmalin, *Am* Amphibolitschiefer, *Am r* richtungsloser Amphibolit, *G* fein-, mittel- bis grobkörniger und flaseriger Gneis des Bayerischen Pfahles nach S. Wolff, *G f* flaseriger und körnig flaseriger Gneis des Böhmischen Pfahles, *Gr* Granit, *H* Hälleflint des Pfahles, *Q* Pfahlquarzit.

dynamischen Verarbeitung trennt. Es sind folglich insgesamt Augengneise, d. h. eine dynamometamorphe Rand- und Gangfazies eines Granitmassivs. Diesen Schichten sind Quarzite des Pfahles (*Q*) dreimal eingeschaltet. Das Wolff'sche Profil habe ich in der Figur umgekehrt anordnen müssen, so daß es von NW gezeichnet erscheint. Die Ähnlichkeit der Profile ist dadurch besser ersichtlich. Das Fallen gegen NO (N 50°—70° O) ist in Bayern eine Ausnahme, dagegen das Fallen gegen SW eine Regel.

Im böhmischen Profile folgen nacheinander im Liegenden des Granites von Babylon (*Gr*)[1], Amphibolitschiefer (*Am*)[2], Augengneis (*A G*), der dreimal mit Amphibolitschiefer abwechselt, und körnig flaseriger Fibrolithgneis (*Gf*), der weiter im W „Pod jamami"

[1] Beschrieben von Aug. Ondřej in der Studie des Autors: Die Umgebung von Česká Kubice. Ein Beitrag zur Kenntnis des böhmisch-bayrischen Grenzgebirges. Bull. intern. de l'Acad. des Sc. de Bohême. 1910. p. 7.

[2] Aug. Ondřej, Über einige Amphibolgesteine aus der Umgebung von Böhmisch-Kubitzen. Daselbst 1910. p. 2 ff.

großartig ansteht und aus sericitisiertem Orthoklas, Plagioklas $Ab_8 An_1$—$Ab_3 An_1$, rupturell undulösem Quarz, braunem Biotit mit starker Absorption (zwei Generationen), aus Biotit entstandenem Fibrolith, etwas Erz und Zirkon besteht. Im Augengneise findet man einige dm mächtige Lagen von Pfahlquarzit. In einer Entfernung von etwa 500 m im N steht aber der Pfahl schon in einer Mächtigkeit von 100 m und mehr an.

Wenn wir beide Profile vergleichen, so finden wir, daß das Vorkommen des Pfahlquarzits beiderorts mit dem des Augengneises verbunden ist. Wo in Böhmen der Pfahlquarz in der Linie des Pfahles nicht entwickelt ist, kommt der unverkieselte Augengneis vor. Der ganzen Länge des Böhmischen Pfahles reihen sich wie in Bayern Granitvorkommnisse nacheinander (bei Sengenbühl im SO von Furth i. W., wo der Böhmische Pfahl anfängt, bei Babylon, Chodov, Dražinov, Wilkenau und Schüttwa bei Ronsperg). Diese Erscheinungen zwingen wohl zu der Ansicht, daß die Kluftserie, die jetzt vom Pfahle ausgefüllt ist, ursprünglich durch Granit erfüllt wurde. Dieselbe Ansicht hat für den Bayerischen Pfahl schon J. Lehmann[1] ausgesprochen, welcher den Pfahl als eine auf einer Verwerfung herausgedrängte Gangfüllung (Syenitgranit) auffaßte und seine verschiedenen Gesteine als Produkt des Dislokationsmetamorphismus erklärte. E. Weinschenk[2] hält die Pfahlschiefer für eine sehr glimmerreiche porphyrische Randzone des Granitmassivs, dessen Umgrenzung sie in Bayern bilden. Sonst vertritt er völlig den Standpunkt Lehmann's. Auch A. Ries[3] fand als Hauptbegleiterscheinung des Pfahles den flaserigen und oft großporphyrischen Granit mit einer vielfach sehr dunklen Grundmasse, stellenweise auch Aplit und Porphyrit und stellte bei Grafenau dessen Kontaktwirkung und im NW pneumatolytische Spuren fest. Ähnlich bezeichnet M. Weber[4] als Ausgangsmaterial des Bayerischen Pfahles aplitische oder biotitarme Granite an den Stellen, wo es sich um Sericitbildungen in ihnen handelt, oder aber ehemalige tonerdereiche Sedimente oder dioritische Schiefer, wo größerer Reichtum an Biotit vorliegt. Die Bildung des eigentlichen Pfahlquarzites sucht M. Weber nicht wie J. Lehmann u. a. A. durch Lateralsekretion der Kieselsäure während der Dynamometamorphose

[1] J. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der kristal linischen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und bayrisch-böhmische Grenzgebirge. 1884. p. 187 ff.

[2] E. Weinschenk, Der Bayerische Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. Sitzungsber. d. bayer. Akad. der Wiss. 1899.

[3] A. Ries, dies. Centralbl. 1903. p. 186 ff.

[4] M. Weber, Das geologische Profil Waldkirchen—Neureichenau—Haidmühl. Geogn. Jahresh. 1909. 22. München 1910. p. 319. Siehe auch M. Weber, Studien an den Pfahlschiefern. Daselbst 1910. 23. p. 3 ff.

aus dem Nebengestein, sondern durch schmelzflüssige Kieselsäureinjektion aus der Tiefe zu erklären. Dieselbe Ansicht spricht auch A. Ries in Mayr's Morphologie des Böhmerwaldes[1] aus.

Als Ursprungsmaterial des böhmischen, hauptsächlich aus Quarzmosaik mit Chlorit, sericitisiertem und auch kaolinisiertem Feldspat mit Sericitströmen zusammengesetzten Pfahlquarzites dürfte der zweiglimmerige Granit mit seinen pegmatitischen Abarten dennoch betrachtet werden. Augengneise im Bereiche des Pfahles besitzen eine sehr veränderliche Fazies von grobem bis phyllitähnlichem Korn, der Glimmer oder Turmalin wird zum Sericit oder auch zu chloritischen Mineralien umgewandelt, wodurch sich der verschiedene Habitus der Pfahlquarzite erklärt, den ich in meiner oben zitierten Arbeit akzentierte. Daß es bei der enormen Ausdehnung des Pfahles an von Granit abgerissenem Nachbargestein und auch Sedimentmaterial nicht fehlt, beweist unter anderem auch der Fund des Dattelquarzits[2].

Es erübrigt noch die Frage, warum in beiden Profilen und anderswo[3] nicht der gesamte Augengneis, sondern nur einzelne Partien desselben verkieselten und warum die Mächtigkeit des Pfahlquarzits in der Linie des Pfahles oft sehr wechselt. Die Frage hat der Autor für den Böhmischen Pfahl in dem Sinne beantwortet, daß der Pfahlquarzit ein Produkt des hydrochemischen, in der Tiefe vor sich gehenden Metamorphismus darstellt (durch aus der Tiefe emporquellendes, mit Kieselsäure beladenes Wasser einer Thermallinie), der von feinen und breiteren klaffenden Spalten des durch Druck und Gleitung mylonitisierten Augengneises hervorging. Der Mangel an Zeolithen spricht nicht dagegen, da dieselben ebensowenig auch im Granite des Karlsbader Sprudels vorhanden sind. Die Kaolinisierung des Feldspates ist zwar nur spurenweise vorhanden, was aber nicht befremden darf, da infolge der früheren Druckwirkungen die Sericitisierung Oberhand gewann und der Sericit gegen thermale Wassertätigkeit sehr resistenzfähig sein dürfte. Findet man doch in Rohkaolinpräparaten von Karlsbad[4] genug

---

[1] M. Mayr, Morphologie des Böhmerwaldes. München 1910. p. 24. Von Ochotzky und Sandkühler (dies. Centralbl. 1914. p. 190) wurde eine neue Bearbeitung des Pfahles angekündigt.

[2] R. Sokol, Über einen Fund von Dattelquarzit im Böhmischen Pfahle. Dies. Centralbl. 1911. p. 625 ff.

[3] z. B. zwischen Penting und Brunn bei Cham, wo der Wechsel verschiedener Lagen des Quarzits und eine konkordante Zusammenlagerung mit dem gneisartigen Nebengestein von Gümbel (Geologie von Bayern. 2. 1894. p. 464) beobachtet wurde.

[4] R. Sokol, Über die Methoden, einzelne Bestandteile einer feinkörnigen Grundmasse im Dünnschliffe zu unterscheiden. Dies. Centralbl. 1911. p. 276 ff.

Sericitpartien. Es sei nebenbei bemerkt, daß K. SCHNEIDER[1] am Stadtturme von Karlsbad beobachtete Kieselbildungen und Pyritkristalle, welch letztere ebenso reich wie im Pfahle vorkommen, als abgesetzte Heißquellenprodukte identifizieren konnte.

Was bei den Pfahlbildungen am meisten auffällt, ist deren enorme Länge bei geringer Mächtigkeit, deren gerade Richtung und Konformität mit der Lagerung des Nebengesteins. Daß dieselben nicht aus der geraden Streichrichtung gebracht und nicht zerstückelt worden sind, erregte die Verwunderung GÜMBEL's[2], welcher aber gleich auf die Nebengesteine verwies, die ebensowenig von Verrückungen berührt sind. GÜMBEL zog daraus den Schluß, daß mithin beide Bildungen, Pfahl und Nebengestein, gleichzeitig sind.

Bei einer detaillierten Feldarbeit im Bereiche des Böhmischen Pfahles habe ich an der Hand von mehr als 150 Messungen festgestellt, daß die erwähnte Konformität der Lagerung auch in Böhmen besteht, jedoch in dem Sinne, daß die Streichungslinien ungefähr von Dieberg (im N von Furth i. W.) strahlförmig ausgehen. Besonders im W des Pfahles herrscht eine merkwürdige Stetigkeit des Streichens, und ich habe dort überall soviel Cordierit als typisches Kontaktprodukt (Hinter-Lichteneck, Furth i. W., Dachs-Riegel, Bayernwarte, Drei Wappen, Geis-Riegel bei Voithenbergöd, Fichtenfels, Langenfels, Čerchov, Výhledy, Kleneč, Tyrolka u. a.) gefunden, daß die Genesis des dortigen flaserigen und körnig flaserigen Gneises, einzelne Orthogneispartien ausgenommen, kaum anders als im Sinne WEINSCHENK's[3] gedeutet werden kann. Es geschah eine granitische Injektion des ursprünglichen Materials in mit dem Pfahle subparallelen Linien. Das Material war hauptsächlich sedimentär, wie z. B. das Kalklager zwischen Hohenbogen und Ahrnschwang und an vielen Orten anstehende Glimmerschieferpartien beweisen. Auch die größeren Granitlakkolithe und -linsen (Babylon, Sengenbühl, Kalkofen, Waradein, Steinbruch bei Schüttwa u. a.) sind im Sinne der Streichungslinien der Nachbarschaft keilförmig verlängert und eingeengt. Amphibolitschiefer und Amphibolite, deren eruptive Vergangenheit besonders BERGT[4] betonte, besitzen ebenfalls ähnliche Konturen. Alle geschilderten Erscheinungen scheinen einen gemein-

[1] K. SCHNEIDER, Beiträge zur Theorie der heißen Quellen. Geol. Rundsch. 1913. p. 90 ff.

[2] GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. 1868. p. 504.

[3] E. WEINSCHENK, Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. Ein Beitrag zur Entstehungsgeschichte der „Fahlbänder". Abh. math.-phys. Kl. bayer. Akad. der Wiss. 21. 1902. p. 358.

[4] W. BERGT, Das Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitzungsber. preuß. Akad. der Wiss. 1905. p. 395 ff. — Der böhmische Teil des Gabbromassivs. Ebenda 1906. p. 432 ff.

samen Ursprung zu haben. Der alte genetische Schluß GÜMBEL's kehrt in einem anderen Sinne wieder zurück.

Man kann von dem Streichen des Bayerischen Pfahles N 60° W bis zum Streichen des Böhmischen Pfahles N 11° W und weiter bis N 35° O (Maxberg) stetige Übergänge im Felde auffinden, so daß die Annahme sehr wahrscheinlich ist, daß alle Erscheinungen durch Drehungsbewegung im Uhrzeigersinn zustande gebracht worden sind. Bei einer solchen Bewegung können lange Klüfte als Radii geöffnet und durch Eruptivmaterial ausgefüllt werden. Als die getrennten Schollen wieder zusammengeschoben werden und der Druck sich wieder einstellt, wird das vielleicht noch plastische Eruptionsmaterial geschiefert, besonders dort, wo es kleine Mächtigkeit besitzt. Je weiter vom Zentrum (z. B. schon bei Taus), desto größere Störungen sind zu erwarten. Und wirklich sieht man, daß im W des Böhmischen Pfahles in engen und langen Spalten das granitische Magma aufstieg und die Sedimente kontaktmetamorph veränderte. Da aber die Bewegung länger andauerte, gerieten die retardierenden Schollen stellenweise wieder in schnellere Bewegung und übten einen genügenden Orientierungsdruck auf die in Spalten befindlichen Eruptiva und auch auf die Sedimente, die mutmaßlich eine Umkristallisation erfuhren. Die Ereignisse spielten sich wahrscheinlich unter einer mächtigen Bedeckung ab und die Bewegungen waren differential. Ähnliches dürfte sich auch im O des Böhmischen Pfahles ereignet haben, wo die Amphibolitmassen zwar nicht so ruhige und einheitliche, dafür jedoch genug ausgedrückte Orientierung der Bestandteile erfuhren. Spärliche, das Schichtensystem quer durchstreichende Kersantit- und Malchitgänge im W und Pegmatitgänge im O des Pfahles, welche dadurch eine andere Genesis bezeugen, können das gezeichnete Bild kaum stören.

Die mit dem Augengneise innig verbundenen Gneisgesteine im O des Pfahles haben eine weit mehr durchdringende Metamorphose erlitten und weisen einen weit höheren Grad der Verwitterung als diejenigen im W des Pfahles. Es ist wohl die Annahme nicht ausgeschlossen, daß die Tauser Senke durch eine von W hergebrachte Gneismasse ausgefüllt worden ist, welche seit eher in die magmatische Tiefe einsank, und auf diese Weise vor der Denudation bewahrt wurde. Die vertikale Bewegung kam hauptsächlich am Pfahle zustande. Der Rotationsmoment der gebirgsbildenden Kraft, welche die oben geschilderte differentiale Drehung und diese Überschiebung inszenierte, wirkte ohne Zweifel nicht horizontal, sondern ein wenig geneigt, und zwar zur Schieferungsfläche subnormal. Dadurch mußten die Schichten im O in die Höhe steigen, bis sie am Pfahle abbrachen und in die Tiefe sanken.

Der Böhmische Pfahl ist also ein Beleg der Spaltenbildung während einer Drehungsbewegung in der Erdkruste. Bevor die Bewegung entsteht, offenbart sich der Druck und Zug nur kristallo-

kinetisch, indem er die Schieferung zustande bringt. Worin die Ursache der Zentripetalbeschleunigung steckt, muß zur Zeit noch dahingestellt bleiben. Es ist bekannt, daß Drehungsbewegungen in kleinem Maßstabe auch bei Erdbeben beobachtet werden. Hier zeigt sich, daß auch bei tektonischen Ereignissen dieselben eine großartige Rolle spielen können. Es läßt sich damit das Durchkneten des sedimentären und eruptiven Materials viel einfacher erklären als durch die Faltungstheorie.

Disthen vom Klosterkogel bei Admont.

Von **Erwin Kittl** in Leoben.

Der Freundlichkeit des Herrn Prof. K. A. Redlich in Prag verdanke ich eine Anzahl Stufen mit Disthen vom Klosterkogel bei Admont. Durch das Vorkommen in der sogenannten Blasseneck-Serie und durch die Mineralkombination Cyanit—Quarz—Carbonspäte ergeben sich einige neue Gesichtspunkte für die Paragenesis des Cyanites. Zwar dürfte das von Hatle [1] beschriebene Disthenvorkommen vom Gablergraben bei Admont mit dem vom Klosterkogel zusammenhängen, doch beschreibt dieser Autor wahrscheinlich irrtümlicherweise das Nebengestein als quarzreichen Glimmerschiefer; dieser enthält nach Hatle stengelige, bläulichweiße bis himmelblaue Massen von Disthen mit weißem schuppigem Talk, seltener mit blätterigem Eisenglanz verwachsen.

Das Nebengestein der cyanitführenden Gänge vom Klosterkogel ist die erwähnte weiter östlich von Heritsch [2] festgestellte Blasseneck-Serie. Am Klosterkogel besteht diese aus einer Gruppe von klastischen und schieferigen Gesteinen, welche über den auf der Milchebenalpe aufgeschlossenen grünen Tuffen liegen; diese „Grünschiefer" dürften der Basis der Blasseneck-Serie entsprechen. Heritsch bezeichnete diese Gesteine als Porphyroide, am Klosterkogel dürften sie z. T. als Klastoporphyroide, entsprechend ihrem Charakter als Trümmergestein, z. T. schon als Sericitschiefer zu benennen sein, da bei diesem oft keinerlei Einsprenglinge zu erkennen sind und sie vorwiegend aus feinschuppigem grünlichen Sericit bestehen.

In diesen Gesteinen treten Mineralgänge auf, die neben Cyanit und Quarz Eisencarbonate als Gangfüllung aufweisen. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 12 und 15 cm. Dabei sind die schmalen Gänge meist nur durch Cyanit ausgefüllt, erst die mächtigeren Spaltenfüllungen enthalten auch Quarz und Eisenspat. Die Ausbildungsweise des Cyanites ist die plattsäulen-

[1] Hatle, Miner. Steiermarks, 1885. p. 114.
[2] F. Heritsch, Sitzungsber. der k. Akad. der Wiss. 1909 u. 1911.

förmiger Aggregate von weißer, blaßblauer bis himmelblauer Farbe mit der charakteristischen Spaltbarkeit nach M (100) und Perlmutterglanz auf diesen Spaltflächen. U. d. M. zeigen Spaltblättchen nach M den fast senkrechten Austritt der ersten negativen Mittellinie (α), schiefe Auslöschung gegen die Kante M T, die durch die Spaltrisse nach T (100) gekennzeichnet ist, ferner feine Streifen und Spalten parallel der Kante P M, die den Gleitflächen nach P (001) entsprechen.

Der Disthen ist dem Alter nach das älteste Gangmineral, Quarz — als weißer Gangquarz — erscheint mit Cyanit eng verwachsen, z. T. etwas jünger, die Carbonate — Siderit in bis faustgroßen Spaltstücken — sind gleichalterig mit dem jüngeren Quarz. Bei größerer Breite der Gänge treten ferner Gänge auf, die fast nur mehr aus Quarz und Carbonaten bestehen. Der blätterige Eisenglanz, der am Klosterkogel nur mit Quarz verwachsen vorkommt, ist vielleicht eine jüngere Bildung, wenn auch das Zusammmenvorkommen mit Quarz eine gleichzeitige Entstehung möglich erscheinen läßt.

Es stellt dieses Auftreten von Cyanit in Gesteinen der obersten Tiefenstufe ein bisher noch nicht beschriebenes Vorkommen dar, da Cyanit bisher nur in Gesteinen der unteren Tiefenstufen bekannt war. Das Zusammenvorkommen mit Quarz und Carbonaten entspricht einer Entstehung bei verhältnismäßig niederer Temperatur. Nach C. Doelter[1] dürfte der Disthen die bei niederer Temperatur stabile Modifikation der Tonerdesilikate sein.

Die disthenführenden Gänge treten insoferne mit der Eisenerzformation in Beziehung, als im selben geologischen Horizont die Pesendorfersche Erzgrube liegt, deren Mineralisation bis auf den Disthen mit den Gangbildungen übereinstimmt.

Leoben, Mineralog. Inst. der k. k. montan. Hochschule.

Postglaziale Hebung in Westpreußen und Hinterpommern.

Von **E. Wunderlich** in Berlin.

Der Kreis der Einzelarbeiten, die sich allgemein oder speziell mit vermuteten oder nachgewiesenen glazialen oder postglazialen Niveauveränderungen des norddeutschen Flachlandes beschäftigen, wird immer größer und größer und erheischt dringend eine kritische Bearbeitung. Daher hat Gagel[2] einen Teil der bisherigen Ergebnisse, soweit sie sich auf die Litorinasenkung beziehen, einer Nachprüfung unterworfen und ist dabei zu dem Ergebnis gekommen, daß von mehreren Autoren das Ausmaß der Litorinasenkung

[1] C. Doelter, Phys. chem. Mineralogie. 1905.

[2] C. Gagel, Die sogenannte Ancylushebung und Litorinasenkung an den deutschen Ostseeküsten. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. 1910.

erheblich überschätzt worden ist. Statt des von verschiedenen Seiten angenommenen Betrages von rund 50 m hält er allerhöchstens eine postglaziale Senkung von 20 m für bewiesen, abgesehen von einzelnen lokalen und unregelmäßigen Senkungen. Er geht sogar so weit, der Litorinasenkung den Wert eines einheitlichen großen Phänomens abzusprechen, das vielmehr, „wenn es überhaupt eingetreten ist, sicher nur eine sehr geringe Bedeutung und geringes Ausmaß besessen haben kann."

Man mag sich zu dieser letzten Folgerung stellen wie man will, sicherlich ist eine derartige kritische Untersuchung und Zusammenstellung des vielfach zerstreuten Materials außerordentlich dankbar zu begrüßen und wird zweifellos zu weiteren Untersuchungen Anregung geben.

Neben den von Gagel hauptsächlich behandelten Senkungsphänomenen der deutschen Küste ist aber auch in der Literatur mehrfach von postglazialen Hebungen und Verbiegungen im Binnenlande die Rede, und es wäre sehr verdienstlich, wenn einmal alle derartigen Angaben in ähnlicher Weise kritisch bearbeitet würden, wie es hinsichtlich der Litorinafrage von Gagel geschehen ist. Es müßte dabei vor allem auf die vielfach widersprechenden Angaben bezüglich der norddeutschen Urstromtäler eingegangen werden, an denen sich natürlich derartige Verbiegungen in erster Linie bemerkbar machen müssen.

Im folgenden sei eins dieser Probleme herausgegriffen, das sich auf das im Grenzgebiet von Westpreußen und Hinterpommern gelegene Leba-Rheda-Urstromtal bezieht. Dieses Tal verbindet bekanntlich die Danziger Bucht mit der hinterpommerschen Küste[1], geht also, wie Jentzsch es ausgedrückt hat[2], von Meer zu Meer, weist aber in seiner Mitte eine Wasserscheide von 50 m Höhe auf, von der aus die Rheda ostwärts in die Danziger Bucht, die Leba nach Westen in den Leba-Strandsee sich ergießt, obwohl im Grunde doch ein einheitlicher Talzug, eben das Urstromtal, erkennbar ist. Daher haben Jentzsch[3] und Keilhack[4] den Schluß gezogen, daß seit einer späteren Phase der Vereisung eine relative Hebung um 50 m das Tal gebrochen haben muß; Jentzsch gab

[1] A. Schmidt, Die Leba und ihr Ost-West-Tal. Schriften der Naturf.-Ges. Danzig. N. F. XII.

[2] A. Jentzsch, Begleitworte zur Höhenschichtenkarte etc. Schriften der Phys.-Ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. 1891. Sitz.-Ber. p. 24 spez. p. 28.

[3] A. Jentzsch, Das Präzisions-Nivellement Lauenburg-Neustadt-Rheda. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. 1912. II.; —, Einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpr. Zeitschr. d. geol. Ges. 1890. p. 613 spez. p. 617.

[4] K. Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. 1898. p. 90 spez. p. 145.

dieser Überzeugung sogar durch Einzeichnen einer SSW gerichteten Hebungslinie in seiner 1881 veröffentlichten Übersichtskarte vom Untergrund des norddeutschen Flachlandes Ausdruck[1], und A. Schmidt hat sich in seiner bereits erwähnten kleinen Monographie des Urstromtales den beiden Autoren angeschlossen. Das Ergebnis hat Jentzsch in seiner jüngsten Arbeit[2] dahin zusammengefaßt, daß man zur Erklärung der Wasserscheide im Leba-Rheda-Urstromtal eine Verbiegung der Talsohle um 50 m, also eine geologisch-jugendliche Hebungslinie annehmen müsse, deren Alter jünger sein müßte als das Glazial der äußersten Nordspitze Westpreußens (nach Keilhack Phase XI der hydrographischen Entwicklung Hinterpommerns).

Diese Hebung ist nun für norddeutsche Verhältnisse immerhin so bedeutend, daß sie unbedingt das äußerste Interesse wachrufen muß, denn wenn wirklich mit derartig großen postglazialen Verbiegungen gerechnet werden müßte, so wäre damit eine Komplikation des Problems unserer norddeutschen Urstromtäler gegeben, die die Lösung desselben beträchtlich erschweren müßte, weil wir fast ausschließlich auf morphologische Methoden angewiesen sind.

Deshalb lohnt es sich wohl, die morphologischen Verhältnisse des Leba-Rheda-Urstromtales daraufhin zu prüfen, ob sie wirklich die von Jentzsch, Keilhack und Schmidt gezogenen Schlüsse notwendig machen resp. rechtfertigen.

Leider war und ist es mir vorläufig nicht möglich, durch Beobachtungen im Felde eine vollständige Lösung herbeizuführen; die vorliegenden Zeilen, die sich lediglich auf exaktes Studium der Karten stützen, wollen nur zeigen, daß tatsächlich die Frage komplizierter liegt, als von den genannten Autoren angenommen ist, und wollen damit eine Anregung geben, der Frage näher zu treten.

Wie gesagt, benutzen Leba und Rheda bei ihrem Lauf einen älteren Urstrom-Talzug. Die Rheda hat Quelle und Mündung in ihm, die Leba benutzt ihn jedoch nur in ihrem Mittel- und Unterlauf, während ihr Oberlauf ein normal gebildetes, ihren Wassermassen durchaus angepaßtes Erosionstal ist, das zwischen Neustadt und Lauenburg in das Urstromtal mündet[3]. Um so interessanter ist daher die Ausbildung der heutigen Wasserscheide gegen die Rheda, die Keilhack geschildert hat. Er betont, daß das Urstromtal auf der Wasserscheide einen vollkommenen Talcharakter

[1] A. Jentzsch, in Schriften der Phys.-Ökonom. Ges. Königsberg. XXII. 1881. T. 1.

[2] A. Jentzsch, Das Präzisions-Nivellement Lauenburg-Neustadt-Rheda. Mit Karte 1 : 200 000. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. 1912. II.

[3] Vergl. die Übersichtskarte des Leba-Flußnetzes von Schmidt, ferner Bl. Lauenburg (45), Neustadt (46) und Putzig (47) der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000.

besitzt, und daß auch der Übergang aus dem Leba- ins Rhedagebiet fast unmerklich ist. Er übersieht aber einen außerordentlich wichtigen Umstand, der ausschlaggebend ist. Die heutige Wasserscheide verdankt ihre Entstehung der Akkumulation der Leba, die am Ende ihres Oberlaufes einen mächtigen Schuttkegel in das Urstromtal geschüttet hat, den schon die Zeichnung der Karte klar und eindeutig erkennen läßt. Man vergleiche den Verlauf der 50 m Isohypse auf den Meßtischblättern Roslasin (271) und Lusin (272).

Aber nicht nur die Leba hat einen derartigen Schuttkegel aufgeschüttet, sondern auch alle anderen Bäche, die in dieses Urstromtal münden; seine heutige Sohle ist deshalb durch fluviatile Akkumulation entstanden. Dieser Vorgang ist eine Folge der postglazialen Erosion; die Hochflächen der einzelnen Platten werden vom Rande her angegriffen und die Täler schneiden sich rückwärts mehr und mehr ein. Doch vermögen sie das erodierte Material nur bis an das Urstromtal zu schleppen, dort versagt ihre Kraft: der Gefällsbruch, den sie an ihrer Einmündung in das Urstromtal erleiden, zwingt sie zur Ablagerung des mitgeführten Schuttes. So bilden sich die Schuttkegel, die sich, wie gesagt, vor der Mündung sämtlicher Nebentäler dieses Urstromtales finden. Um nur die beiden größten zu nennen: der Schuttkegel des Kuhbaches bei Lauenburg und des Bohlschaubaches etwas oberhalb Neustadt etc., der zahlreichen kleineren gar nicht zu gedenken. Gerade diese Schuttkegel bestimmen den heutigen vielfach gewundenen Lauf von Rheda und Leba im Urstromtal; sie pendeln, von den Schuttkegeln jedesmal an die gegenüber liegende Talwand gedrängt, herüber und hinüber[1].

Jedenfalls ist der Leba-Schuttkegel der größte, denn er füllt das Urstromtal in seiner ganzen Breite aus. Das hängt mit folgendem zusammen. Als das Urstromtal, das zweifellos einst der Weichsel nach Westen als Abfluß diente[2], von dieser verlassen wurde, begannen die kleinen postglazialen Gehängetäler, deren eines der heutige Oberlauf der Leba war, ihre Schuttkegel aufzuschütten. Da die damalige Leba das größte dieser Gehängetäler war, so wuchs deren Schuttkegel am schnellsten; hierdurch wurde eine sekundäre Wasserscheide im Urstromtal geschaffen und bewirkt, daß die Leba bald nach Osten in die Danziger Bucht, bald nach Westen zur hinterpommerschen Küste abfloß. Erst in der jüngsten geologischen Zeit

[1] Da sich jedoch die größeren Seitentäler vorwiegend auf der Südseite des Urstromtales finden, so sind Leba und Rheda meistens an den Nordrand gedrängt. — Gerade diese Schuttkegel mit ihren eigenartigen Grundwasserverhältnissen machen auch die von Jentzsch berichteten kleinen Bodenbewegungen verständlich.

[2] Als nämlich die Eismasse die Nordhälfte der Danziger Bucht erfüllte.

ist dann schließlich ein bestimmter Abfluß festgelegt, die Leba wird heute durch ihren eigenen Schuttkegel gezwungen, nach Westen zu fließen, und dient daher heute als Sammelader für die Wassermassen, die alle die kleinen Gehängetäler im Westen der Leba dem Urstromtal zuführen. Als Sammelader der andern dient nun die Rheda; sie ist aber hydrographisch aufs engste mit der Leba verknüpft, denn sie entspringt auf dem Leba-Schuttkegel (vergl. M.Bl. 272); ein Teil des Lebawassers geht also auch heute noch als „Rheda" nach Osten in die Danziger Bucht. „Leba" und „Rheda" sind nichts anderes als die durch Schuttkegelbildung veranlaßte Bifurkation eines und desselben Flusses.

Ziehen wir das Resultat, so kann von einer nachträglichen Verbiegung des Urstromtales um 50 m keine Rede sein. Die heutige Höhe der Wasserscheide ist sekundärer Art. Mindestens 15 m müssen wir für die Schuttkegel-Aufschüttungen der Leba abziehen, wie der Verlauf der Isohypsen zeigt.

Nun bleiben zwei Möglichkeiten. Entweder ist der Rest von 30—35 m auch spätere Aufschüttung, so daß das Urstromtal tatsächlich eine Verbindung der Danziger Bucht mit der hinterpommerschen Küste im Meeresniveau dargestellt hat, oder aber es liegt doch unter dem Leba-Schuttkegel eine Schwelle im Urstromtal vor. Dann sind aber im einzelnen wieder zwei Lösungen möglich: entweder — diese Schwelle verdankt einer späteren tektonischen Aufbiegung des Urstromtales von 30—35 m max. ihre Entstehung, oder aber — sie ist eine ursprüngliche Schwelle. Auch mit dieser Möglichkeit muß man rechnen; es ist denkbar, daß das Urstromtal durch den Aufstau der Gewässer vor dem Eisrand als Überflußrinne zweier anfänglich getrennter Täler entstand, deren Wasserscheide durch Erosion nicht ganz beseitigt werden konnte.

Welche von diesen drei Möglichkeiten schließlich zutrifft, kann nur eine genaue Untersuchung des Taluntergrundes ergeben. Hier liegt eine dankbare kleine Aufgabe für selbständige Untersuchungen vor, denn trotz der vorhandenen Literatur bleiben wichtige Fragen offen; nur so viel steht fest: eine postglaziale Hebung von 50 m hat nicht stattgefunden.

Der Lahnporphyr bei Diez und eine begleitende Fauna.

Von **Hermann L. F. Meyer** in Gießen.

Während in den Gebieten der Lahn- und Dillmulde des Rheinischen Schiefergebirges die basischen Eruptivgesteine als Diabase überwiegen, treten die sauren Keratophyrgesteine — Lahnporphyr, Quarzporphyr, Quarzkeratophyr — an Bedeutung sehr zurück. Über weite Gebiete finden sie sich in einzelnen kleinen Vorkommen. Nur am Westrand der Lahnmulde gelangen sie zu größerer Bedeutung. Hier handelt es sich um größere Vorkommen in mitteldevonischen Schiefern oder Schalsteinen bei Oberneisen, Katzenellenbogen, im Rupbachtal, bei Balduinstein—Fachingen—Diez, Heisterbach—Aull—Gückingen und Hambach auf den Blättern Rettert, Kettenbach, Schaumburg, Limburg, Girod der geologischen Spezialkarte von Preußen. Durch die Arbeiten der Preußischen Geologischen Landesanstalt ist die Ausdehnung der einzelnen Porphyrvorkommnisse in großen Zügen festgelegt; im einzelnen ergeben sich häufig freilich beträchtliche Abweichungen, die zum Teil zu ganz neuen Kartenbildern und damit auch tektonischen Anschauungen führen.

Außer in den Erläuterungen zu den betreffenden Blättern sind die Lahnporphyre nie eingehender geologisch untersucht worden. R. Brauns (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVII, XXVIII. 1909) hat sich zwar mit der chemischen Natur dieser Gesteine beschäftigt und den Widerspruch aufzuklären versucht, der in dem gleichzeitigen Auftreten der Keratophyr- und Diabasgesteine liegt [1]. Aber auch er hat nur Lahnporphyr vom Ausgange des Rupbachtales, von Langenaubach und Quarzporphyr von Ballersbach untersucht. Die ältere Literatur wird von Brauns dabei zitiert. Geologisches haben wir nur noch aus der östlichen Lahnmulde durch Em. Kayser (Bl. Herborn, Ballerbach, Dillenburg, Oberscheld geol. Spezialk. v. Pr.) und Ahlburg (Jahrb. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. 31. T. I. p. 448—481) erfahren. Hier zeigt sich, daß die Porphyre alle dem Oberen Mitteldevon angehören, daß

[1] Die Keratophyre gehören zu der Gruppe der Alkaligesteine, während Diabase typische Alkalikalkgesteine sind. Ein gleichzeitiges Auftreten von Gesteinen der beiden verschiedenen Magmaprovinzen mußte außerordentlich befremden. Es ergab sich aber, worauf auch Erdmannsdörffer (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **59**. Monatsber. p. 16—22. 1907. p. 19) hinwies, daß im Mitteldevon keine echten Diabase vorkommen, sondern daß die hierhin gestellten Gesteine einem essexitischen Magma entstammen. Dadurch erweist sich das Mitteldevon als eine typische Alkalizeit, deren Effusivgesteine eine vollständige Reihe vom sauren Quarzkeratophyr bis zum basischen Pikrit bilden. Erst im Oberdevon finden sich Alkalikalkgesteine, die von nun an bis zur Dyas herrschend bleiben, eine Änderung in der Magmenverteilung, die deutlich die tektonischen Verhältnisse widerspiegelt.

die Ausbruchszeit später begann als die der Diabase, die schon in den Schiefern des Unter-Mitteldevon auftreten.

Zunächst ist in der westlichen Lahnmulde noch petrographisch sehr viel zu tun. Die einzelnen Vorkommnisse weichen im äußeren Habitus außerordentlich von einander ab. Unterschiede in der Führung der porphyrischen Feldspäte, porphyrischen Quarzes, eines manchmal sehr mächtigen Eisenoxydpigmentes, dem Auftreten dichter fluidaler Varietäten weisen auf weitergehende Unterschiede hin, die die Einzelbearbeitung jedes Vorkommens erheischen. Ich will darum hier von einer Beschreibung der Gesteine ganz absehen. Meine Untersuchungen haben sich der geologischen Stellung der Lahnporphyre zugewendet. Sie ist, wie wir weiter unten sehen werden, eine andere als in der östlichen Lahnmulde. In dieser Notiz will ich mich nur auf die nähere Umgebung von Diez a. d. Lahn beschränken, da es sich dort um ein typisches Vorkommen von allgemeinerer Bedeutung handelt. Eine ausführliche Arbeit werde ich später folgen lassen.

Eine Untersuchung des Diezer Porphyrs, der sich vom Ostende der Stadt nach SW erstreckt, zeigt, daß dem Gestein zum größten Teil nicht die Stellung zukommt, die ihm auf der Karte angewiesen ist. In den Erläuterungen zu Blatt Limburg (s. p. 24) ist zwar die Rede davon, daß der Porphyr von konglomeratischen, schalsteinartigen Bildungen begleitet wird, die stellenweise so häufig sind, „daß man sich sogar versucht fühlen könnte, die eruptive Natur eines großen Teiles der Porphyrmasse anzuzweifeln". Eine Auszeichnung dieser Gesteine ist nicht erfolgt. Auf dem anstoßenden Blatte Schaumburg sind aber von Em. Kayser „Schalstein und Schiefer des Lahnporphyrs" kartiert worden, in einer Ausdehnung, die übrigens viel unregelmäßiger ist, als die Karte angibt.

Das den Schloßberg von Diez bildende Gestein scheint durchaus echter Lahnporphyr zu sein: das typische dunkelrote bis violette Gestein mit zahlreichen Orthoklaseinsprenglingen. Die zugänglichen Aufschlüsse sind spärlich, weil das ganze Gebiet eng bebaut ist. Aus diesen Gründen ist auch der Kontakt zu dem folgenden Diabas, auf der Karte als „Porphyroid" bezeichnet, nicht aufgeschlossen.

Dieses angebliche Porphyroid, dessen Vorkommen im mitteldevonischen Porphyr hier außerordentlich überraschen müßte, ist in Wirklichkeit ein stark verquetschter dichter Diabas [1], dessen porphyrische Augite als schwarze Flecke erscheinen. Derartige Gesteine finden sich in der ganzen Gegend

[1] Er ist unterhalb der Kante der bei ungefähr 120 m gelegenen höchsten Diluvialterrasse gut zu beobachten auf kleinen Fußwegen, die ungefähr gegenüber den Häusern No. 19 und 21 der Parkstraße am Abhang nach unten laufen.

sehr häufig und sind manchmal nicht leicht von Schalsteinen zu unterscheiden. Wegen der schwarzen Flecke ist wohl die Verwechslung mit Porphyroiden erfolgt.

Jenseits dieses Diabases habe ich keinen Porphyr mehr finden können. Ein grobes Konglomerat mit Porphyrbruchstücken liegt an seiner Stelle. Das Gestein findet sich aufgeschlossen in Felsen im Berggarten des Hotels „Hof von Holland". Seine Beziehungen sind hier aber nicht klar zu übersehen. Ein vorzügliches Profil, das den Hauptgegenstand dieser Arbeit bildet, liegt weiter westlich am Ufer der Lahn.

Profil an der Aarmündung bei Diez a. d. Lahn.

Das Profil liegt an der Einmündung der Aar in die Lahn in der Verlängerung der Kanalstraße am Beginn des Leinpfades. An steilen Felsen und im Einschnitte der etwas höher verlaufenden Bahn sind die beschriebenen Verhältnisse gut zu beobachten. Es ist wohl die Stelle, die Mügge (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VIII. 1893. p. 710) flüchtig erwähnt: „bei Diez am Bahnübergang nach Birlenbach".

Die Basis der Felsen wird noch aus normalem Porphyr gebildet. Das braunrote Gestein zeigt zahlreiche orthophyrische, nicht allzugroße Orthoklase. Durch dunkle Flecken von Eisenoxyd erscheint es pigmentiert, so daß es manchmal blaugraue Farbe bekommt. Rosenbusch (Mikr. Physiogr. 4. Aufl. p. 946)[1] führt die Eisenerze auf die Verwitterung von eisenreichen Alkalipyroxenen oder Amphibolen zurück.

Unten zeigen die Felsen noch deutlich die unregelmäßig klüftige Struktur des dichten Porphyrs. Nach oben tritt aber allmählich und fast unmerklich eine Auflösung in grobe Kugeln mit feinen tuffigen Zwischenlagen ein. Ganz große Kugeln treten zuerst auf, höher auch kleinere, und jenseits der Bahn steht man vor einem regelrechten Konglomerat, das zahlreiche gut abgerundete Porphyrgerölle in einer schalsteinartigen, kiesigen Grundmasse zeigt. Die Gerölle zeigen Dimensionen von kleinen erbsengroßen bis zu kubikmetergroßen Blöcken. Das Material der Komponenten ist unten der normale orthophyrische Porphyr. Die Oberfläche der Kugeln ist unregelmäßig und noch nicht so gleichmäßig geebnet, wie jenseits der Bahn. Die Kugeln zeigen keine besondere dichte oder glasige Randzone, die porphyrische Struktur geht bis an die äußere Begrenzung ganz gleichmäßig heran. Häufig findet sich nur eine ganz scharf absetzende und

---

[1] R. bezeichnet das Gestein als vom „Gaisberg bei Diez" stammend. Offenbar muß dies die Stelle östlich des Eisenbahneinschnittes sein, die auf Bl. Schaumburg als „Geisenberg" bezeichnet ist. Die Beschreibung stimmt jedenfalls mit der unseres Gesteins gut überein.

abblätternde rote Rinde, wie sie auch ziemlich unten an den Felsen in Hohlräumen zwischen den Kugeln auftritt. Sie stellt wohl ein tuffiges Bindemittel dar.

Die höheren, meist kleineren Porphyrkugeln bestehen nicht aus dem basalen Porphyr. Verschiedene Varietäten treten auf, hellere und dunklere, rote und grüne, porphyrische und vor allen Dingen ausgezeichnet fluidal struierte. Besonders ausgebildete Randzonen finden sich nicht. Alle Kanten sind gut gerundet. Es handelt sich um die Formen typischer Gerölle.

Es sei nur kurz darauf hingewiesen, daß diese Porphyrkonglomerate weiter westlich zu sehr großer Ausdehnung gelangen und unter ihren Komponenten sich auch sedimentäre Gesteine, z. B. Quarzite der Koblenzschichten, befinden.

Von großer Bedeutung ist nun weiter, daß nicht nur Porphyrkonglomerate allein erscheinen, sondern noch andere Gesteine. Von der südwestlichen Seite des Einschnittes an kann man folgendes Profil unterscheiden (die Maßangaben sind nicht genau):

Liegendes:

Kugelporphyr, oben übergehend in Porphyrkonglomerat, die Felsen vom Leinpfad bis zur Bahn bildend.

Blaugrauer Tonschiefer mit zahlreichen kleinen hellen Glimmerblättchen. Weiter westlich in einem Wasserriß mit einer Fauna — ca. 4 m

Porphyrkonglomerat — ca. 2 m
Nach N. mächtiger werdend.

Schalstein des Lahnporphyrs, rot und gelb — ca. 1,5 m

Porphyrkonglomerat — 12—15 m

Gelblicher Tonschiefer, milde, gut spaltbar, mit zahlreichen kleinen Glimmerblättchen. Mit einer Fauna — 4—5 m

Hangendes:

Porphyrkonglomerat.

Bedeutung der Porphyrkonglomerate.

Für die Beurteilung der Porphyrkonglomerate sind folgende Gesichtspunkte wichtig:

1. Die Konglomerate gehen durch unmerkliche Auflockerung des Gefüges aus massigem Porphyr hervor.

2. Die Konglomerate sind andererseits mit Schalsteinen und echten marinen Sedimenten verknüpft.

3. Die Komponenten zeigen keine strukturellen Eigenarten.

4. Das Material der Komponenten ist nur in tieferen Partien einheitlich; oben sind es verschiedene Porphyrvarietäten und weiter westlich sogar Sedimente.

5. Die Komponenten sind alle gut kantengerundet.

Bei der Deutung eruptiver Agglomerate liegen immer zwei Möglichkeiten am nächsten, daß es sich einerseits um eine primäre Kugelstruktur oder andererseits um Bomben handelt, d. h. die Gesteine sind in beiden Fällen während eines Ausbruches entstanden. Nun scheint in der Tat eine primäre Absonderung des Lahnporphyrs eine gewisse Rolle dabei zu spielen, denn die Konglomerate gehen allmählich aus dem Porphyr hervor. Für die höheren Schichten kann diese Deutung aber nicht in Frage kommen, denn das Material bleibt nicht mehr einheitlich. Wegen des Fehlens jeglicher struktureller Eigenarten sind diese Horizonte andererseits auch nicht als Bomben aufzufassen. Die fremden Komponenten und die gute Kantenrundung weisen darauf hin, daß das Wasser als Transport- und Korrosionskraft tätig gewesen sein muß. Die tonigen, dazwischen geschalteten Sedimente, die — soweit ich bisher übersehen kann — frei von eruptivem Material sind, zeigen außerdem, daß Pausen zwischen der eruptiven Tätigkeit aufgetreten sein müssen. Die submarine Entstehung hat wohl auf die Ausbildung der Gesteine bezeichnend gewirkt.

Ganz gleiche Verhältnisse beschreibt F. v. Wolff aus seinem „Oberen Konglomerathorizont“ zwischen den Quarzporphyren der Umgebung von Bozen (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVII. p. 112—114. 1909). Auch dort entwickeln sich die Konglomerate aus massigem Porphyr „durch Auflockerung des Gefüges“. Die Komponenten sind ebenfalls nicht einheitlich und „weisen gleichfalls auf eine Pause in den Porphyreruptionen hin, während welcher das Meer mit seiner aufarbeitenden Tätigkeit beginnen konnte“. In beiden Fällen handelt es sich um Transgressionskonglomerate.

(Schluß folgt.)

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Zwei Demonstrationsapparate für Resultate der Kristallphysik.

Von **W. Voigt** in Göttingen.

Mit 5 Textfiguren.

1. Demonstration der Fundamentalerscheinungen der Kristallelastizität an Stäben.

Diese Fundamentalerscheinungen sind: die Abhängigkeit der Biegungs- und Drillungsmoduln von der Orientierung der Längsachse, der Drillungsmoduln auch von der Orientierung der Querachsen; die Vertauschbarkeit der Längsachse und der größeren Querachse bezüglich der Drillung; die spontane Drillung bei primärer Biegung (und umgekehrt). Dabei werden am besten Stäbe mit sehr gestreckten rechteckigen Querschnitten verwendet, um für

die Drillung möglichst einfache Formeln zu erhalten. Für die meisten der genannten Demonstrationen genügen Stäbe, die aus dünnen Spaltstücken von Gips mit dem Messer ausgeschnitten sind; nur zur Betätigung der Abhängigkeit der Drillung von der Orientierung der Querachsen bedarf es geschliffener Präparate — am besten wohl aus Quarz, die Längsachse normal zur optischen Achse, die Querachsen normal resp. parallel dazu.

Der einfache Apparat erhebt sich nach Fig. 1 auf einer schweren eisernen Grundplatte, die auf einer Spitze und zwei

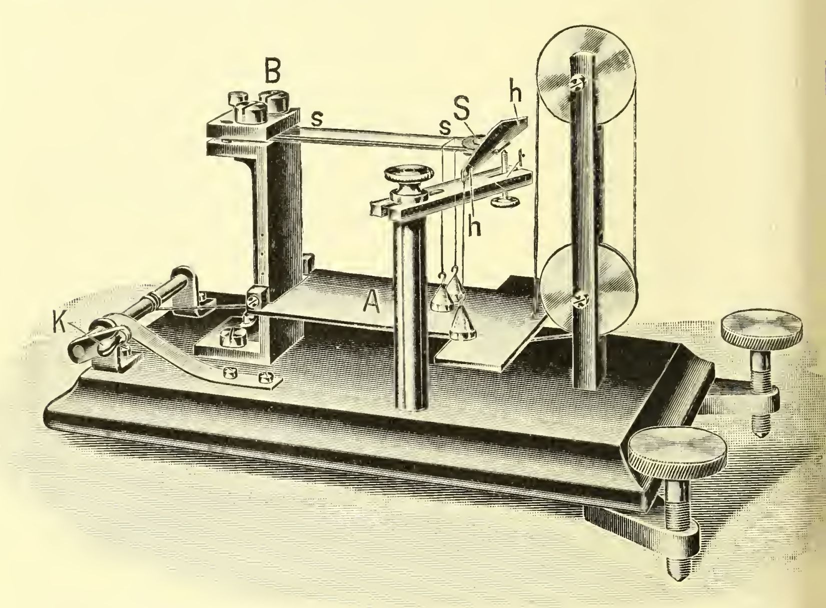
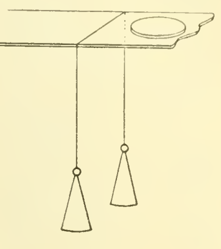


Fig. 1.

Stellschrauben ruht. Eine aufrechte kräftige Messingplatte trägt bei *B* eine Klemme, die mit zwei Zug- und einer Druckschraube das Kristallstäbchen *ss* faßt. Die Druckschraube (links) sichert, daß wirklich die Kanten der Klemme (rechts) das Stäbchen fassen. Zum Schutz des Präparates wird dasselbe am besten zwischen zwei Streifen dünnes Papier gefaßt, die ein wenig aus der Klemme hervorstehen.

Zum Zwecke der Beobachtung der Biegung und der mit Biegung spontan auftretenden Drillung bleibt das rechte Ende des Stäbchens frei. Die Belastung wird durch zwei kleine kegelförmige Gewichte bewirkt, die mit einem Kokonfaden in einer genau normal zur Längsachse des Stäbchens auf dessen Breitseiten eingeritzten Furche eingehangen sind (Fig. 2). Zur Arretierung und Freigabe

der Gewichte dient die Platte A, welche links um eine horizontale Achse drehbar befestigt ist und rechts durch eine von der Kurbel K aus zu regierende Schnur gehoben und gesenkt werden kann. Um die Biegung sichtbar zu machen, wird auf dem freien Ende des Stäbchens, am einfachsten mit einer kleinen Drahtfeder, ein Spiegel befestigt (Fig. 2), in den man (eventuell unter Zuhilfenahme eines totalreflektierenden Prismas) das Licht einer kleinen Nernstlampe vertikal von oben herab leitet; eine über dem Spiegel befestigte Linse entwirft ein Bild des Leuchtstiftes an der Zimmerdecke, an der passend eine quadratisch geteilte weiße Fläche (Koordinatenebene) angebracht wird, die gestattet, Drehungen des Spiegels sowohl um die Längs- als um die Querachse des Stäbchens abzuschätzen.


Fig. 2.

Der Apparat wird so aufgestellt, daß bei Benützung eines isotropen Stabes das Lichtbild sich längs der einen („Biegungs"-) Koordinatenachse bewegt. Kristallstäbe, deren Orientierung eine spontane Drillung bei Biegung verlangen, geben dann eine (kleine) Ausweichung des Lichtbildes aus der Biegungsachse.

Ersetzt man die Nernstlampe durch ein horizontales Fernrohr, vor dessen Objektiv ein total reflektierendes Prisma angebracht ist, so kann man bei geeigneter Güte des Spiegels und Feinheit der Koordinatenteilung mit der beschriebenen Vorrichtung recht genaue Messungen anstellen. Herr Reimers [1] hat mit einem derartigen Apparat die Biegungsmoduln von Gips innerhalb der Spaltebene an den Coromilas'schen Präparaten [2] beobachtet und auch zum ersten Male die von mir vor langer Zeit aus der Theorie abgeleitete [3] spontane Drillung nicht nur festgestellt, sondern in bester Übereinstimmung mit dem theoretischen Gesetz erwiesen. Da die spontane Drillung in der Spaltebene wiederholt ihr Vorzeichen wechselt, ist sie auch in gewissen Bereichen sehr klein. Man muß somit für ihre Demonstration Sorge tragen, Orientierungen zu wählen, für welche sie möglichst groß ist. Daneben wird zur Illustration der Verhältnisse lehrreich sein, eine Orientierung zu wählen, wo nach der Theorie die spontane Drillung fehlt, — zumal dergleichen Präparate für die eigentlichen Drillungsmessungen in erster Linie in Betracht kommen.

Zur Beobachtung der eigentlichen, d. h. durch ein Drehungsmoment um die Längsachse bewirkten Drillung wird das Stäbchen an seinem bisher freien (rechten) Ende mit einer feinen Schrauben-

---

[1] Th. Reimers, Phys. Zeitschr. **14**. p. 276. 1913.
[2] S. A. Coromilas, Diss. Tübingen 1874.
[3] W. Voigt, Wied. Ann. **16**. p. 213, 398. 1882.

spitze in einem Punkte seiner Mittellinie gestützt, ein Verfahren, das bei sehr flachen Stäbchen unbedenklich ist. Diese Schraube ist in Fig. 1 bei t sichtbar — aber nicht ganz in der richtigen Stellung —, bei der Beobachtung muß die Spitze unter der belasteten Stelle stehen. Die Anordnung der Figur ist der Deutlichkeit wegen gewählt. Auf dem Ende des Stäbchens ist ein leichter Hebel hh aus Aluminium befestigt, an dessen einem Ende das belastende Gewicht angebracht wird. Die Arretierung und Freigabe geschieht, wie bei der Biegung, mit Hilfe der Arretierungsplatte A. Der Spiegel zur Beobachtung der Drillung ist unabhängig von dem Hebel direkt auf dem Stäbchen befestigt. Theoretisch zulässig ist die beschriebene Anordnung nur für Stäbchen, deren Orientierung eine spontane Biegung bei Drillung ausschließt; für eine bloße Demonstration braucht man es so genau nicht zu nehmen.

Ist der Querschnitt ein Rechteck von hinreichend großem Quotienten der beiden Seiten, so hängt die Drillung nur von einem Modul ab, der symmetrisch ist in den Richtungswinkeln der Längs- und der größeren Querdimension. Während also bei den beschriebenen Gipsstäbchen der Drillungsmodul innerhalb der Spaltungsebene variiert, ist er für zueinander normale Längsrichtungen immer derselbe. Genaue Angaben über den Verlauf des Drillungsmoduls finden sich in einer neuen Arbeit des Herrn Reimers[1]. Für die sogen. Beobachtungen hat gleichfalls der hier beschriebene Apparat gedient.

Was die Auswahl geeigneter Präparate angeht, so sei bemerkt, daß ein Gipsstäbchen, dessen Längsachse normal zur Richtung des faserigen Bruches steht, nahezu den größten in der Spaltungsebene vorkommenden Wert der spontanen Drillung bei Biegung liefert. Ein Stäbchen, dessen Achse mit dem faserigen Bruch einen Winkel von 48^0, mit dem muscheligen einen solchen von -17^0 einschließt, gibt nahezu die kleinste, ein solches mit den bezüglichen Winkeln von 138^0 und 73^0 gibt nahezu die größte Biegung in der Spaltungsebene, bei fast unmerklicher spontaner Drillung. Dabei ist es sehr instruktiv, daß diese beiden bezüglich der Biegung so ungleichwertigen Präparate bezüglich der Drillung durch ein Moment um die Längsachse ganz gleichwertig sind. In Betreff der Quarzstäbchen sei wiederholt, daß die Orientierung der Längsachse normal zur kristallographischen Hauptachse, am besten parallel einer Nebenachse, sich empfiehlt. Zwei Stäbchen, deren Breitseiten resp. parallel und normal zur Hauptachse liegen, liefern sehr beträchtlich verschiedene Drillungen durch Momente um die Längsachse. Natürlich müssen Stäbchen, die hinsichtlich ihrer Eigenschaften verglichen werden sollen, ziemlich genau übereinstimmende Längs- und Querdimensionen besitzen.

[1] Th. Reimers, Diss. Göttingen 1914.

Apparat und zur Verwendung damit geeignete Gips- und Quarzpräparate liefert die Firma Dr. W. Steeg und Reuter in Bad Homburg.

2. Demonstration der Atomverteilung in einigen regulären Kristallen nach den Ergebnissen der Untersuchungen mit Röntgenstrahlen.

Das nachstehend beschriebene einfache Modell gestattet die höchst bemerkenswerten Resultate zu veranschaulichen, die be-

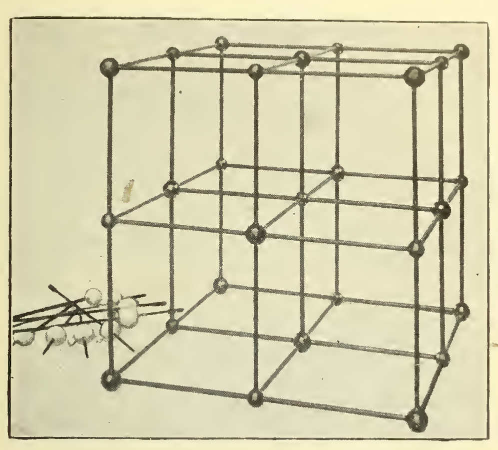


Fig. 3.

sonders durch die Herren Bragg (Vater und Sohn) in Ausbildung der von Laue eingeführten Methode der Röntgenstrahlen erhalten worden sind.

Das Modell besteht aus einem Gestänge aus geschwärztem Messingdraht, das ein Würfelgitter darstellt. In den Würfelecken und in den Mitten der Würfelflächen sind größere rote Kugeln angebracht, in den übrigen Knotenpunkten (Kanten- und Würfelmitte) befinden sich kleinere geschwärzte Kugeln. Letzteres ist gewählt, weil diese Kugeln bei gewissen Verwendungen zum Gestänge gerechnet, nämlich nicht als Atome gedeutet werden sollen.

Das Modell in dieser Form repräsentiert unmittelbar die Atomverteilung in Chlornatrium, Chlorkalium und den Analogen, — etwa so, daß die roten Kugeln die Na-, die schwarzen die Cl-Atome darstellen. Dies Atomgitter läßt sich auffassen als das Resultat zweier gleichen Bravais'schen regulären Raumgitter mit Atomen in den Flächenmitten, die um die halbe Kantenlänge gegeneinander verschoben sind.

Für die weitere Verwendung sind, wie gesagt, nur die roten Kugeln Repräsentanten von Atomen.

Die Atomgitter von Zinkblende, Diamant, Flußspat, Pyrit werden nach den Herren Bragg abgeleitet aus dem Bravais-Typus der obigen Art durch Einfügung weiterer Atome in die Diagonalen der acht Würfel von halber Kantenlänge. Um dies in einfacher Weise am Modell zu ermöglichen, haben sämtliche Kugeln des

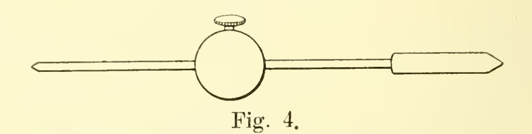


Fig. 4.

Modells in der bez. Diagonalrichtung eine geringe Vertiefung, bestimmt, Drähte von in Fig. 4 dargestellter Form (mit übergeschraubten Kappen) mit deren Enden aufzunehmen. Die Kappen gestatten durch Verschrauben eine zuverlässige Befestigung der Diagonaldrähte. Auf letzteren sind nun rote oder weiße Kugeln von der Art der größeren, am Modell haftenden, an beliebiger Stelle festzuklemmen.

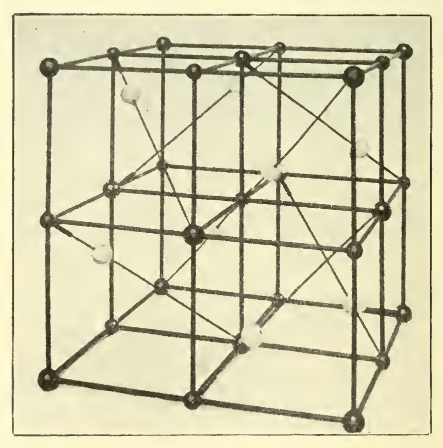


Fig. 5.

Um das Atommodell für Zinkblende zu erhalten, hat man in vier abwechselnden Halbwürfeln in die Mitten der Diagonalen weiße Kugeln zu bringen, welche somit in den Ecken eines dem Würfel eingeschriebenen Tetraeders liegen. Die Symmetrie des Gitters, das so entsteht, entspricht der Symmetrie der Kristallform.

Bringt man an dieselben Stellen rote Kugeln, so erhält man die Atomverteilung im Diamant.

Bringt man in alle acht Halbwürfel weiße Kugeln und versteht unter ihnen die Fluoratome, unter den roten (am Modell haftenden) die Calciumatome, so resultiert das Atomsystem des Flußspates.

Exzentrische Lagerung der acht weißen Kugeln in einer komplizierten Gesetzmäßigkeit, die durch Fig. 5 wiedergegeben wird, gibt das Atommodell von Pyrit, wobei die roten Kugeln Eisen-, die weißen Schwefelatome repräsentieren.

Auch dies Modell fertigt die Firma Dr. Steeg und Reuter.

Besprechungen.

William E. Ford: Dana's Manual of Mineralogy. (13. Auflage. New York. 1912. VIII + 460 p. Mit 357 Textfiguren und 10 Tafeln.)

Die erste Auflage dieses wohlbekannten und vielfach in Amerika gebrauchten Lehrbuchs der Mineralogie wurde schon 1848 von J. D. Dana herausgegeben. Obzwar die früheren rasch nacheinander folgenden Auflagen viel umgearbeitet worden sind, ist jedoch seit 1887 keine eingehende Revision unternommen worden. Die vorliegende Auflage ist daher ganz umgearbeitet und vom heutigen Standpunkt der Mineralogie von Ford geschrieben und mit vielen neuen Illustrationen ausgestattet worden.

Das Buch ist hauptsächlich für Anfänger in der Mineralogie bestimmt und zerfällt, ausschließlich der Einleitung, in fünf Abteilungen: 1. Kristallographie, 2. Allgemeine physikalische Eigenschaften der Mineralien, 3. Chemische Mineralogie, 4. Spezielle oder beschreibende Mineralogie und 5. Bestimmende Mineralogie.

In der ersten Abteilung werden die Elemente der geometrischen Kristallographie in 56 Seiten behandelt. Im ganzen werden siebzehn Klassen der Symmetrie besprochen, wovon aber sieben nur sehr kurz erwähnt werden. Es ist zu bedauern, daß die Groth'sche Bezeichnung der Symmetrieklassen, welche jetzt beinahe allgemein gebraucht wird, nicht eingeführt worden ist.

Der zweite Teil des Buches umfaßt 26 Seiten. Hier werden in sieben kurzen Abschnitten die wichtigeren physikalischen Eigenschaften kurz beschrieben. 40 Seiten werden im dritten Teil der chemischen Mineralogie gewidmet. Auch die für den Mineralogen wichtigen chemischen und Lötrohrreaktionen werden hier behandelt.

Der vierte Teil umfaßt die spezielle Mineralogie, indem 196 Seiten der Beschreibung der wichtigeren Mineralien zukommen. Die Mineralien sind durch die Größe des Drucks der Wichtigkeit nach in drei Klassen geteilt. Die chemische Zusammensetzung, Kristallsystem, Struktur, physikalische Eigenschaften — Härte, Dichte, Glanz, Farbe, Strich, Durchsichtigkeit usw. —, chemische und Lötrohrreaktionen, Vorkommen und Anwendungen der einzelnen

Mineralien werden hier beschrieben. In einem 19 Seiten umfassenden Abschnitt sind die Mineralien nach Elementen geordnet. Hier bespricht der Verf. die Mineralien, welche in der Technik besonders wichtig sind. Die nächsten 26 Seiten behandeln das Vorkommen und die Begleiter der Mineralien. Hier sind auch kurze Abschnitte über Gesteine, gesteinsbildende Mineralien, Gänge, Kontakt- und Gangmineralien und primäre und sekundäre Gangmineralien zu finden. Die im fünften Teil erwähnten Mineralien werden dann auf neun Seiten nach der Kristallisation klassifiziert.

Der letzte Teil des Buches besteht aus Tabellen für die Bestimmung der Mineralien hauptsächlich mittels der leicht beobachtbaren physikalischen Eigenschaften.

Obzwar der Verf. im allgemeinen dem Anfänger ein umfangreiches Material klar darstellt, ist die Diskussion der optischen Eigenschaften (p. 4) besonders zweideutig. In der Beschreibung der Kristallklassen, welche ein Zentrum der Symmetrie besitzen, wird dasselbe nur in einem einzigen Falle angegeben. In einer neuen Auflage sollte unbedingt auch die wohlbekannte Meigen'sche Reaktion zur Unterscheidung von Calcit und Aragonit erwähnt werden. **E. H. Kraus.**

George T. Finlay: Introduction to the Study of Igneous Rocks. New York, bei Mc Graw-Hill Book Company. 1913. VIII + 228 Seiten. Mit 59 Textfiguren, 3 farbigen Tafeln und mehreren Tabellen.

Dies in Taschenformat gedruckte Buch enthält die folgenden acht Abschnitte: Qualitative Klassifikation der Eruptivgesteine, Bestimmung der Eruptivgesteine in Handstücken, Bewegung des Lichtes in Kristallen, Bestimmung der Hauptmineralien der Eruptivgesteine, Beschreibung der akzessorischen Mineralien, die eruptiven Typengesteine, die Abarten der Typengesteine, die Methode der Gesteinsbeschreibung und die Einführung in die quantitative Klassifikation der Eruptivgesteine mit Beispielen und Tabellen zur Normberechnung.

Indem nur 5½ Seiten der makroskopischen Bestimmung der Eruptivgesteine gewidmet sind, legt der Verf. das Hauptgewicht auf die mikroskopische Bestimmung im Laboratorium. Eine Kenntnis von Mineralogie und Kristallographie wird vorausgesetzt. Der Versuch wird auch gemacht, die Bewegungen des Lichtes in Kristallen zu erörtern, ohne das petrographische Mikroskop und dessen Handhabung zu beschreiben. Anderseits wird ein Drittel des Buches, nämlich 73 Seiten, der quantitativen Klassifikation der Eruptivgesteine von Cross, Iddings, Pirsson und Washington gewidmet. Taf. 1, welche Interferenzfarben angeben soll, läßt sehr viel zu wünschen übrig. Die anderen farbigen Tafeln von Gesteinsschliffen sind jedoch besser ausgefallen. Es ist sehr zweifelhaft, ob der Anfänger das Buch mit Erfolg brauchen kann. **E. H. Kraus.**

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. August 14553 1914 No. 16

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über die Verteilung der Radioelemente in Gesteinen. II.[1] Zur Kenntnis der Quellsedimente.

Von G. Weissenberger.

(Mitteilungen aus dem Laboratorium für anorganische Chemie an der k. k. technischen Hochschule in Wien.)

M. Bamberger und K. Krüse haben vor einiger Zeit über die Untersuchung einer Eisenquelle in der Villnößerschlucht[2] berichtet, die durch ihre hohe Aktivität bemerkenswert ist. Das Wasser dringt im Hintergrunde und an den Seitenwänden eines künstlich angelegten Stollens aus Felsspalten hervor, die verschiedenen Adern vereinigen sich vorne und fließen aus einem gemeinsamen Becken ab. Seitwärts vom Stollen entspringt ein schwächerer Arm, der gleichfalls zu der Quelle gehört. Die Ergiebigkeit der einzelnen Quellwässer nimmt vom Hintergrund nach vorne hin zu, die Aktivität ab. Der äußere Arm hat rund 40, das Wasser aus der letzten Spalte etwa 95 M.E. Beim Zutagetreten setzt die Quelle reiche Mengen eines rotbraunen Sinters ab, der sowohl infolge seiner Radioaktivität als auch wegen seiner genetischen Beziehungen zum Ursprungsgestein und zum Wasser Interesse bietet.

Das Gestein, aus welchem die Quelle hervortritt, ist ein dichter Graphitquarzit[3]. Im Dünnschliff stellt sich als vorherrschender Mineralbestandteil der Quarz dar, daneben sind Graphit, Pyrit, Muscovit, in kleiner Menge Zirkon und Leukoxen vorhanden. Als Einschlüsse in den Quarzkörnern finden sich Rutil und Titanit[4]. Die chemische Analyse des Gesteins gab folgende Zusammensetzung:

SiO_2	91,41 %	Na_2O	0,84 %	CuO	0,18 %
Fe_2O_3	1,86 „	MnO	0,49 „	K_2O	0,16 „
C	1,56 „	Al_2O_3	0,44 „	H_2O	0,16 „
TiO_2	1,42 „	CO_2	0,22 „	S	0,12 „
CaO	1,09 „	MgO	0,21 „	P_2O_5	0,07 „

neben geringen Mengen von Zirkon.

[1] Vergl. Baltush und Weissenberger, Zeitschr. f. anorg. Chemie. 88. Heft 1.

[2] Monatshefte für Chemie. 31. 1913. p. 403.

[3] Über die geologische Beschaffenheit der Gegend siehe: M. Bamberger, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. Monatshefte f. Chemie. 29. 1911. p. 329.

[4] Bezüglich der petrographischen Untersuchung vergl. M. Bamberger und K. Krüse, l. c. p. 419.

Das Wasser der Quelle wurde aus dem vorderen Becken geschöpft, wo es mit dem Quellschlamm im Gleichgewicht steht und, wie schon in einer früheren Mitteilung erwähnt[1], ebenfalls untersucht; der Übersicht halber sei die Analyse hier wiederholt. Das Wasser enthält pro Liter

SO_3 . . .	0,0398 g	Alkalien, berechnet als Na_2O .	0,007 g
MgO . .	0,017 „	$Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5$	0,004 „
CaO . .	0,015 „	MnO	0,001 „
SiO_2 . . .	0,012 „	und etwas CO_2	

Das Quellsediment, ein rotbrauner Schlamm, bildet nach dem Eintrocknen ein feines, ockergelbes Pulver, das in Salzsäure unter Chlorentwicklung löslich ist und als Rückstand Kieselsäure hinterläßt. Es besteht der Hauptsache nach aus Eisenhydroxyd, neben etwas Sulfat, Phosphat und Carbonat. Außerdem sind Aluminium, Mangan, Magnesium, Kupfer, Natrium und Spuren von Titan und Zirkon vorhanden. Zur Untersuchung lagen vier verschiedene Proben vor, die mit den Buchstaben A—D bezeichnet wurden[2]. Sinter A stammte von der äußeren Quelle, Sinter B war aus dem gemeinsamen Abflußbecken genommen, C stellte den Absatz an den Seitenwänden und D das Sediment vom Hintergrund des Stollens dar. Im Aussehen waren sie voneinander nicht viel verschieden, doch zeigten sie eine etwas abweichende Zusammensetzung:

	Sinter A	Sinter B	Sinter C	Sinter D
Fe_2O_3	65,15	62,82	67,26	64,05
Glühverlust	21,23	25,45	20,81	23,77
SiO_2	9,82	9,19	7,84	8,23
Mn_3O_4	1,24	1,31	1,28	1,47
Al_2O_3	1,07	0,60	0,96	0,95
CaO	0,33	0,10	0,21	0,18
MgO	0,21	0,18	0,13	0,27
P_2O_5	0,41	0,26	0,16	0,22
SO_3	0,25	0,10	0,39	0,31
CuO	0,12	0,17	0,10	0,11
CO_2	0,18	0,12	0,41	0,70
Alkalien als Na_2O .	0,09	0,12	0,06	0,24

Wie die Tabelle erkennen läßt, sind die Zahlen für den Eisen- und den Mangangehalt der Sedimente aus dem Stollen deutlich verschieden von denen des Sinters A. Erstere Sedimente enthalten 84,02—84,94 % Fe_2O_3[3] und 1,62—1,93 % Mn_3O_4, der äußere

[1] Monatshefte f. Chemie. **31**. 1913. p. 407.

[2] Die völlige Reinheit der untersuchten Proben wurde mit dem Mikroskop kontrolliert.

[3] Diese und die folgenden Angaben beziehen sich, um vergleichbare Zahlen zu erhalten, auf die geglühte Substanz.

Quellabsatz hingegen nur 82,71 % Fe_2O_3 und 1,57 % Mn_3O_4. Das umgekehrte Verhalten zeigt sich bei den Erdalkalien. Diese Zusammensetzung des Quellschlammes liegt in den Abscheidungsverhältnissen begründet. Im Stollen ist die Luftzirkulation beschränkt und infolgedessen der Partialdruck der Kohlensäure hoch; aus dem Quellwasser fällt daher zuerst das Eisen nieder, welches einen Teil des Mangans mitreißt, während die Erdalkalien länger in Lösung gehalten werden. An der äußeren Quelle hingegen tritt fortwährend reine Luft zu, die entweichende Kohlensäure wird vollständig weggeführt. Die Folge ist, daß auch die Erdalkalibicarbonate zerlegt werden und der Niederschlag relativ ärmer an Eisen erscheint.

Aus dem Vergleich der erhaltenen Zahlenwerte lassen sich einige Schlüsse ziehen. Den Hauptbestandteil des Sedimentes bildet das Eisenoxyd und auch das Wasser enthält noch davon, wiewohl im Ursprungsgestein das Eisen gegenüber den anderen Elementen stark zurücktritt. Es folgt daraus, daß von allen Mineralbestandteilen des Gesteins das Erz, der Pyrit, am stärksten vom Wasser angegriffen wird. Zu dem gleichen Schluß führt auch die Gegenüberstellung der relativ geringen Schwefelmengen im Quarzit und des großen Schwefelsäuregehaltes im Quellwasser. Das Mangan des Sinters stammt offenbar auch aus dem Pyrit, wie sich aus der Mineralzusammensetzung ergibt. Aus den Mengen, mit denen die übrigen Elemente im Sinter und im Quellwasser vertreten sind, kann man schließen, daß nächst dem Pyrit am meisten vom Glimmer und vom Quarz gelöst wird, von letzterem wohl deshalb, weil er in der Hauptmenge vorhanden ist.

Die Zersetzung des Gesteins findet unter Mitwirkung der im Wasser gelösten Kohlensäure und des Sauerstoffs statt, der dabei verbraucht wird[1]. Mit den übrigen Substanzen gehen auch die radioaktiven Körper in Lösung. Wenn nun die Quelle zutage tritt, scheidet sie unter der Einwirkung des Luftsauerstoffs und durch Kohlensäureverlust die aufgenommenen Mineralbestandteile zum großen Teil wieder ab. Zugleich geht beinahe die ganze Menge der radioaktiven Substanzen, welche das Wasser aus dem Gestein ausgelaugt hat, in den Niederschlag über.

Die qualitative Untersuchung ergab, daß im Sinter Elemente vorhanden sind, die Radium- und Thoriumemanation entwickeln. Zur Bestimmung der kleinen Menge der Radioelemente, um die es sich im vorliegenden Fall handelt, wurde die von Mache[2] angegebene Anordnung benützt. Als Meßapparat dient ein Quarz-

---

[1] Näheres bezüglich der hier entwickelten Anschauungen siehe Mache und Bamberger Wien. Ber. **123**. Kl. 2 a. Februar 1914.

[2] Mache und Suess, Medizinische Klinik. Jahrg. 1913. Heft 13 und Mache und Bamberger, l. c.

fadenelektrometer von Elster und Geitel [1], über welchem ein Zylinder aus Zinkblech aufgestellt ist, der die emanationshältige Luft aufnimmt und durch eine Batterie auf ein konstantes Potential aufgeladen wird. In diese Ionisationskammer ist isoliert ein Metallstab eingeführt, der in leitender Verbindung mit dem Quarzfaden des Instrumentes steht. Der im Zylinder sich ausbildende Sättigungsstrom kann daher gemessen werden, wenn die Konstanten der Anordnung bekannt sind. Für die Bestimmung des Radiums wird die Luft in einem geschlossenen Kreislauf, für die Messung des Mesothoriums mit bestimmter, gleichbleibender Geschwindigkeit durch den Apparat geschickt, nachdem sie vorher die Lösung der zu untersuchenden Substanz passiert hat. Bei letzterer Bestimmung wird der erhaltene Stromwert mit dem verglichen, den eine Lösung von bekanntem Mesothoriumgehalt unter den gleichen Bedingungen zu liefern imstande ist. Bei der Radiummessung strebt man einen wohldefinierten Gleichgewichtszustand an, aus welchem sich die gesuchten Werte berechnen lassen. Um die Emanationsabgabe zu erleichtern, werden die Flaschen stark geschüttelt.

Die Sinter waren durch Salzsäure leicht in Lösung zu bringen. Zur Abscheidung der Kieselsäure wurde eingedampft, filtriert und gut gewaschen. Um ganz genau zu gehen, schloß man den Rückstand auf und untersuchte die erhaltene Lösung. Da sich aber in allen Fällen ein Gehalt von höchstens 1 % des Wertes aus der sauren Lösung ergab, wurde diese Vorsichtsmaßregel späterhin aufgegeben. Das Gestein mußte mit Natriumcarbonat geschmolzen werden. Durch Auslaugen der Schmelze erhielt man eine alkalische Flüssigkeit, die Behandlung des Rückstandes (wie beim Sinter) mit Salzsäure lieferte die saure Lösung. Beide Lösungen wurden gemessen und die Zahlen summiert. Um nach dem Einfüllen in die Flaschen die Emanation vollständig zu entfernen, bediente man sich des Ausschüttelns unter gleichzeitigem Durchsaugen eines kräftigen Luftstroms mit der Wasserstrahlpumpe. Nachher wurden die Flaschen geschlossen und mit einem kleinen Vakuum versehen, das Sicherheit gegen das Entweichen von Emanation bieten sollte. Das Vorhandensein dieses Vakuums unmittelbar vor der Messung war ein Beweis für den dichten Abschluss. Nach genügend langer Anreicherung wurden die Flaschen an die Ionisationskammer angeschlossen und ausgepumpt.

Das Stromäquivalent für 1 g Radium in der benützten Apparatur wurde nach der Formel von Duane und Laborde [2] aus dem theoretischen Wert von $6{,}0 \cdot 10^6$ st. E. für die vollausgenützte Strahlung mit $4{,}93 \cdot 10^6$ st. E. berechnet und mit dem Wert, der sich aus der Eichung mit Hilfe einer Radiumnormallösung ergab,

[1] Physikalische Zeitschrift. Jahrg. 1909. p. 664.

[2] Vergl. Curie, Die Radioaktivität. 1913.

in Übereinstimmung befunden. In den Resultaten ist neben der Radiummenge auch der Maximalstrom angegeben, weil derselbe ein absolutes Maß für den Radiumgehalt darstellt und letzterer bei einer genaueren Bestimmung des Reduktionsfaktors daraus neu abgeleitet werden kann[1].

Die Messung des Radiumgehaltes lieferte folgende Werte:

Material	Einwage g	Strom	Radiumgehalt g	Radiummenge pro g Substanz	Verhältnis zur Menge im Gestein
Gestein	20	$2{,}70 . 10^{-4}$ st. E.	$5{,}47 . 10^{-11}$	$2{,}73 . 10^{-12}$	1
Sinter A	14,042	$3{,}92 . 10^{-3}$ st. E.	$7{,}95 . 10^{-10}$	$5{,}66 . 10^{-11}$	20,7
Sinter B	2,4453	$7{,}81 . 10^{-4}$ st. E.	$1{,}58 . 10^{-10}$	$6{,}47 . 10^{-11}$	23,6
Sinter C	3,442	$1{,}43 . 10^{-3}$ st. E.	$2{,}90 . 10^{-10}$	$8{,}43 . 10^{-11}$	30,8
Sinter D	2,2116	$1{,}03 . 10^{-3}$ st. E.	$2{,}09 . 10^{-10}$	$9{,}39 . 10^{-11}$	34,3

Das Wasser vermag bei vollständiger Abscheidung pro Liter durchschnittlich 0,9 g lufttrockenen Sinter zu liefern. Zur Bestimmung der Menge des Radiumsalzes, welches nach Ablagerung des Sedimentes noch im Wasser gelöst bleibt, wurde eine bekannte Menge des Quellwassers zunächst durch Schütteln und Quirlen von der gelösten Emanation befreit und dann in der angegebenen Weise der Messung unterworfen. Die neugebildete Emanation unterhielt (mit Berücksichtigung sämtlicher Korrekturen) einen Strom von $3{,}02 \;.\; 10^{6}$ st. E., was einem Radiumgehalt von $6{,}13 \;.\; 10^{13}$ g pro Liter entspricht.

Die gelöste Radiummenge ist also klein gegen die, welche mit dem Sinter abgeschieden wird, wiewohl die Gesamtmenge des Radiums von einer Größenordnung ist, die vollkommene Lösung erwarten läßt. Die große Menge von SO_4''-Ionen läßt den Schluß zu, daß das Radium in Form von Sulfat vorhanden ist. Die Löslichkeit von Bariumsulfat ist nun von der Größenordnung 10^{-3} g pro Liter; selbst wenn man für Radiumsulfat eine viel geringere Löslichkeit annimmt und wenn man die Löslichkeitsverminderung durch die Anwesenheit des gleichen Ions (SO_4'') in der Lösung berücksichtigt, liegt seine Menge doch noch immer weit unter der Grenze, bei welcher Gleichgewicht zwischen Wasser und Salz herrscht. Das Wasser ist demnach an Radiumsalz nicht gesättigt; wenn sich trotzdem fast die gesamte Menge im Niederschlag abscheidet und nur ein kleiner Bruchteil im Wasser ver-

[1] Bezüglich der Berechnung vergl. Baltuch und Weissenberger, l. c.

bleibt, so müssen bei der Ausfällung des Sedimentes Adsorptionserscheinungen auftreten.

Die verschiedene Zusammensetzung der Sinter und ihre verschiedene Aktivität lassen Schlüsse über die Substanz zu, welche im vorliegenden Fall die Ausfällung des Radiums verursacht. Wie die Tabellen zeigen, steigen mit dem Radiumgehalt nur die Mengen des Mangans und des Eisens, wenn sich auch ein bestimmter Faktor für das Verhältnis nicht angeben läßt. Auf Beziehungen zwischen der Aktivität der Sinter und ihrem Mangangehalt ist schon öfters hingewiesen worden [1]. Engler hat in den Baden-Badener Thermen die Bildung von Radiummanganit vermutet [2]. Nach obigem könnte aber auch ein hoher Eisengehalt mit der Radiummenge im Zusammenhang stehen, wie es von Henrich und Bugge [3] beobachtet worden ist. Nun haben Ebler und Fellner [4] gefunden, daß besonders die flockigen Niederschläge von Eisen und Mangan stark adsorbierend auf das Radium wirken und es aus Lösungen fast quantitativ zu Boden reißen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß sich ein ähnlicher Vorgang auch hier abspielt; der hohe Eisen- und der Mangangehalt des Sinters erklären dann zwanglos die ungleiche Verteilung des Radiums zwischen Sediment und Quellwasser.

Wenn man den Sinter in Lösung bringt und mit Fällungsmitteln behandelt, lassen sich die gleichen Erscheinungen beobachten. Beim Erhitzen des Sedimentes mit Salzsäure, Eindampfen und Wiederaufnehmen geht das Radium fast vollständig in Lösung. Der Rückstand ist nur schwach aktiv, er enthält nach dem Auswaschen kaum 1 % der Gesamtmenge [5]. Das aus der salzsauren Lösung mit Schwefelwasserstoff gefällte Kupfersulfid ist nicht aktiv, dagegen enthält die Ammoniakfällung mehr als 80 % des Radiums. Der Rest wird mit der 4. Gruppe durch Ammoncarbonat niedergeschlagen, nur etwa 2 % bleiben bei den Alkalien. Die flockige, voluminöse Form der Ammoniakfällung steht also im Zusammenhang mit der Ausscheidung des Radiumsalzes; wenn es in kleiner Menge vorhanden ist wird es durch die Hydroxyde zum größten Teil mitgerissen [6].

Es wurde auch versucht, festzustellen, ob das Stammelement

---

[1] Vergl. Engler, Radium in der Biologie und Heilkunde. **2.** 1913. Heft 4. p. 126.

[2] Zeitschr. für Elektrochemie. **11.** p. 717 und 721.

[3] Zeitschr. f. angew. Chemie. **18.** p. 1011; Chemiker-Zeitg. **30.** p. 220 und **36.** p. 473.

[4] Zeitschr. f. anorg. Chemie. **37.** 1912. p. 1.

[5] Der abweichende Befund Eblers für die Sedimente der Dürkheimer Mineralquellen (Zeitschr. f. anorg. Chemie. **72.** 1911. p. 233) erklärt sich aus der verschiedenen Zusammensetzung.

[6] Vergl. die Untersuchungen von Corsi bei Engler, l. c.

Uran in gleicher Weise wie das Radium aus dem Gestein herausgelöst und im Sinter angereichert wird. Wie sich aus dem Gleichgewichtsverhältnis U : Ra berechnen läßt, müßte das erstere Element im Ursprungsgestein in einer Konzentration von der Größenordnung 10^{-6} g pro Gramm Substanz vorhanden sein. In solcher Verdünnung darf man nun die Möglichkeit eines analytischen Nachweises nicht erwarten; wohl aber könnte der Sinter bereits auffindbare Mengen enthalten. Dahinzielende Versuche sind unternommen worden, doch konnte man zu keinem positiven Resultat gelangen, wiewohl eine Konzentration von $5,10^{-5}$ sich gerade noch erkennen ließ. Wenn Uran vorhanden ist, muß es also eine geringere Konzentration besitzen; eine wesentliche Anreicherung kann nicht stattgefunden haben.

Die für die Radiumbestimmung benützte Apparatur eignet sich mit einigen Abänderungen auch für die Untersuchung auf Mesothorium. Da diese Bestimmungen Emanationsmessungen sind, beziehen sie sich direkt auf Th X, sind aber, wie sich aus dem Wesen der Methode ergibt, auf jene Menge Thorium berechnet, die mit dem vorhandenen Mesothorium im Gleichgewicht stehen würde. Die Lösung, welche zur Bestimmung des Thoriums dem Flascheninhalt zugesetzt wurde, war durch sorgfältige Messungen an die im Besitz des Institutes befindliche Standardlösung mit genau bekanntem Mesothoriumgehalt angeschlossen worden[1].

Die Messung des Gesteins und der einzelnen Sinter gab nachstehende Resultate:

Material	Einwage g	Thoriumgehalt g	Thoriummenge pro g Substanz	Verhältnis zur Menge im Gestein
Gestein . . .	20	$1,16 . 10^{-4}$	$5,79 . 10^{-6}$	1
Sinter A . .	14,042	$3,56 . 10^{-4}$	$2,54 . 10^{-5}$	4,38
Sinter B . . .	2,4453	$8,11 . 10^{-5}$	$3,31 . 10^{-5}$	5,73
Sinter C . . .	3,442	$1,46 . 10^{-4}$	$4,25 . 10^{-5}$	7,35
Sinter D . . .	2,2116	$1,10 . 10^{-4}$	$4,98 . 10^{-5}$	8,61

Wegen der relativ kurzen Lebensdauer der Glieder dieser Reihe muß man annehmen, daß in dem Gestein, aus dem die Quelle entspringt, tatsächlich Thorium vorhanden ist, das mit seinen Zerfallsprodukten im Gleichgewicht steht. Wenn nun das Wasser aus dem Gestein Thorium herauslöst und mit dem Sinter ablagert,

[1] Wegen der Berechnung siehe BALTUCH und WEISSENBERGER, l. c.

müßte sich dieses Element bei Verarbeitung größerer Mengen von Quellschlamm bereits analytisch nachweisen lassen, da obige Tabelle zeigt, daß der entwickelten Emanation eine Thoriummenge von der Größenordnung 10^{-5} g pro Gramm Substanz entspricht. In der Absicht, ein Thoriumpräparat herzustellen, wurden Einwagen von rund 200 g Sinter aufgearbeitet, die etwa 10^{-2} g Thorium ergeben sollten, doch konnte dieses Element nicht aufgefunden werden. Um ganz sicher zu gehen, wurde auch die spektroskopische Untersuchung durchgeführt. Die Lösung von 200 g Sinter versetzte man mit Calciumchlorid und fällte mit Oxalsäure. Das erhaltene Produkt wurde gut gewaschen und geglüht. Herr Hofrat Prof. Dr. M. Eder hatte die Güte, das Präparat mit Hilfe eines großen Gitterspektrographen auf das Vorkommen einer Thoriumlinie zu prüfen, konnte aber kein Anzeichen der Gegenwart von Thorium auffinden. Da sich Radiothorium anolog dem Thorium verhält, die übrigen Glieder aber kurzlebig sind, folgt aus diesen Resultaten, daß die Emanationsentwicklung dem allein aus dem Gestein herausgelösten Mesothorium zuzuschreiben ist. Die Erscheinung, daß das Wasser nur das Mesothorium, nicht aber auch das Thorium aus dem Gestein aufnimmt, scheint ziemlich verbreitet zu sein, wie die zahlreichen Befunde in dieser Richtung zeigen[1]. Die Gegenwart von Thorium im Sediment dürfte mit einer bestimmten Art des Vorkommens im Gestein zusammenhängen und eine Ausnahme bilden[2].

Da das Mesothorium völlig gleiche chemische Eigenschaften hat wie das Radium, folgt, daß die lösende Wirkung des Wassers auf dasselbe in gleicher Weise zur Geltung kommt wie beim Radium und die beiden Substanzen miteinander an die Oberfläche gebracht werden. Dort erliegen sie in gleicher Art der Adsorption und Ausfällung und finden sich im Sinter wieder. Aus den Tabellen geht nun hervor, daß das Verhältnis zwischen der Menge dieser Substanzen in den Sedimenten zu der im Ursprungsgestein nicht für beide Elemente dasselbe ist, was nach dem Vorhergehenden zu erwarten wäre, sondern ein beträchtlicher Unterschied besteht. Man muß daher annehmen, daß sich Radium und Thorium in den Mineralbestandteilen des Gesteins, in denen sie enthalten sind, nicht im gleichen Mengenverhältnis vorfinden. Das radiumreiche Mineral muß dem Angriff des Wassers weniger Widerstand entgegensetzen, der thoriumreiche Bestandteil muß schwer lösbar sein.

Vergleicht man die Anreicherung des Radiums im Sinter

[1] Elster und Geitel, Physik. Zeitschr. **6**. p. 67; Engler, Zeitschr. f. Elektrochemie. **11**. p. 717; Henrich, Zeitschr. f. anorg. Chemie. **65**. p. 117; Ebler und Fellner, Zeitschr. f. anorg. Chemie. **72**. p. 233.

[2] Laborde und Lepape, Compt. rend. de l'Acad. des scienc. **155**. p. 1202; Mache und Bamberger, Wien. Ber. **123**. Kl. 2a. Februar 1914.

gegenüber dem Gestein mit der der übrigen Elemente, so fällt auf, daß nur dem Eisenoxyd ähnliche Verhältniszahlen zukommen [1]:

Material	Fe_2O_3 %	Verhältnis zur Menge im Gestein	Ra %	Verhältnis zur Menge im Gestein
Gestein . . .	1,86	1	$2,73 . 10^{-10}$	1
Sinter A . . .	82,71	44,5	$7,19 . 10^{-9}$	26,3
Sinter B . . .	84,27	45,3	$8,68 . 10^{-9}$	31,8
Sinter C . . .	84,94	45,7	$1,07 . 10^{-8}$	39,0
Sinter D . . .	84,02	45,2	$1,23 . 10^{-8}$	45,1

Diese Tatsache führt in Verbindung mit den früheren Resultaten zu dem Schluß, daß das Radium hauptsächlich aus dem Erzbestandteil des Gesteins, dem Pyrit stammt. Das Überwiegen des Eisens erklärt sich daraus, daß einerseits ein Teil desselben aus anderen Gemengteilen herrührt, anderseits nicht alles Radium aus dem Wasser gefällt worden ist. Daneben spielen noch andere Umstände hinein, welche die Genauigkeit der Übereinstimmung etwas beeinträchtigen können, wie die Aufnahme von Radium aus andern Mineralbestandteilen, die Abscheidungsverhältnisse etc. Das Vorkommen von Radium in den Erzgemengteilen ist schon von Rosenbusch [2] beobachtet worden, der an Dünnschliffen die charakteristischen pleochroitischen Höfe um diese Teile gefunden hat. Um die Verfärbungen mit dem Mikroskop entdecken zu können, müssen sie aber sehr intensiv sein und das tritt nur bei dunklen Mineralien ein, wie Turmalin, Biotit usw. In dem Graphitquarzit der Quelle sind solche Höfe nicht aufgefunden worden, da sich im Quarz die Färbung nicht deutlich genug kenntlich macht und stark gefärbte Mineralbestandteile nicht vorhanden sind.

Um die Richtigkeit dieser Folgerung direkt zu prüfen, wurde versucht, das Erz aus dem Gesteinspulver durch Behandeln mit Salzsäure zu extrahieren. Nach wiederholtem Auskochen konnte ein Präparat erzielt werden, das nur mehr Spuren von Erzbestandteilen enthielt, während das Eisen sich im Filtrat befand. Die Messung der Lösung ergab, daß 82 % der gesamten Radiummenge und 17,9 % vom Mesothorium aus dem Gestein aufgenommen worden waren. Das Radium ist demnach in den säurelöslichen Mineralbestandteilen des Gesteins, dem Erz, angereichert, während sich das Thorium größtenteils im unlöslichen Anteil vorfindet.

[1] Die Angaben beziehen sich auf geglühte Substanzen.

[2] Rosenbusch, Mikroskopische Petrographie der Mineralien. 1904. p. 376.

Vollständige Trennung, so daß jedes der beiden Elemente für sich in besonderen Gemengteilen auftreten würde, ist augenscheinlich nicht vorhanden.

Aus den Tabellen über die Messungen ist zu entnehmen, daß der Gehalt an aktiven Substanzen bei den Sintern A—D ansteigt und zwar ist er um so größer, je weiter der Quellabsatz von der Außenluft entfernt ist. Diese Beobachtung erklärt sich aus der Geschwindigkeit der Ausfällung. Die Geschwindigkeit der Kohlensäureabgabe aus dem zutage tretenden Quellwasser und damit die Ausfällungsgeschwindigkeit sind der Differenz zwischen der Tension der Kohlensäure in der Lösung und ihrem Partialdruck über der Lösung proportional. Je langsamer sich ein Niederschlag ausscheidet, desto länger bleiben geringe Korngrößen bestehen und desto mehr machen sich die Oberflächenkräfte geltend. Die Sedimente vom Hintergrund des Stollens besitzen daher die größte Adsorptionskraft und enthalten demnach die radioaktiven Substanzen in höherer Konzentration.

Es erübrigt sich noch, den Gemengteil zu finden, der das Thorium in überwiegendem Maß enthält, doch können darüber nur Vermutungen geäußert werden. Von den den Graphitquarzit zusammensetzenden Mineralien ist außer dem Erz nur noch der Zirkon durch das Auftreten pleochroitischer Höfe, also den Gehalt an aktiver Substanz bekannt[1]. Da dieses Mineral gewöhnlich Thorium führt und das Zirkonium chemisch mit dem Thorium Verwandtschaft besitzt, darf man mit einiger Sicherheit annehmen, daß es auch in vorliegendem Fall der Träger der Hauptmenge des Thoriums ist. Die kleine Menge von Mesothorium im Sinter würde sich dann leicht aus der geringen Angreifbarkeit des Zirkons durch Wasser erklären.

Herrn Professor Dr. Max Bamberger ist der Verfasser für die Anregung zu dieser Arbeit und die vielfachen Bemühungen bei der Beschaffung des Untersuchungsmaterials zu besonderem Dank verpflichtet.

Über das Wachstum von Jodkaliumkristallen auf Muscovit.

Von **A. Johnsen** in Kiel.

Mit 1 Textfigur.

Die regelmäßige Aufwachsung von Jodkaliumkristallen auf Muscovit wurde von Frankenheim[2] entdeckt und definiert. Eine Oktaederfläche liegt parallel der Basis, eine Oktaederkante parallel der Klinoachse. Den Habitus des KJ beschreibt Frankenheim[3] mit

[1] Vergl. Mügge, Dies. Centralbl. 1907. p. 397 und 1909. p. 65, 113, 142; ferner Joly und Fletscher, Phil. Mag. 1910. p. 630.

[2] L. Frankenheim, Pogg. Ann. **37**. p. 521. 1836.

[3] Derselbe, ebenda **111**. p. 39. 1860.

den Worten: „es waren offenbar sehr flache reguläre Oktaeder, deren übrige Flächen sich auch an dickeren Kristallen als Randflächen der Tafel erkennen lassen. Andere Nebenflächen habe ich unter diesen Umständen nicht beobachtet.“ FRANKENHEIM betont diese Formbeeinflussung des sonst in Würfeln kristallisierenden KJ durch den Glimmer noch ganz besonders, mir aber erscheint eine solche nur so lange möglich, als die Dicke der KJ-Tafel noch von molekularer Größenordnung ist. Das fernere Wachstum muß sich unabhängig von der Unterlage vollziehen. An zwei regelmäßig aufgewachsenen KJ-Kriställchen von 0,15 mm Maximal-

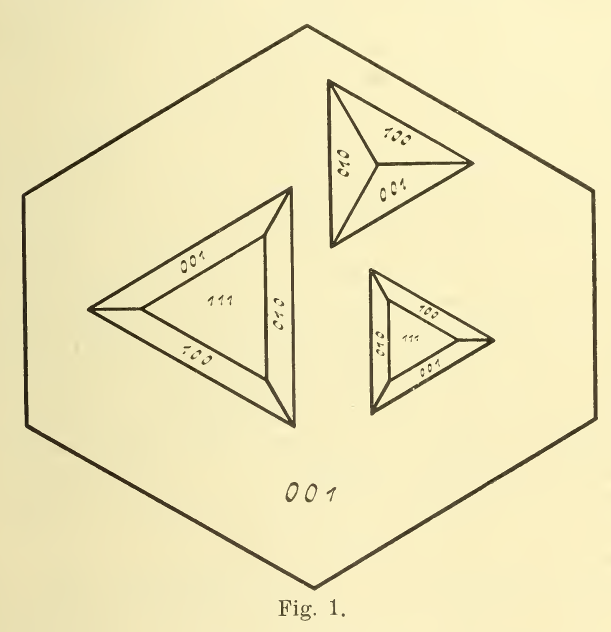


Fig. 1.

durchmesser (in der Tafelebene) maß ich den Winkel zwischen Tafelfläche und Randfläche gleich $55^0\ 5'$ und $55^0\ 10'$, während sich $\sphericalangle$ (111) : (100) = $54^0\ 44'$ berechnet; die Randflächen sind also W ü r f e l - und n i c h t O k t a e d e r f l ä c h e n.

Bringt man 1 cm³ der bei 20⁰ gesättigten wässerigen KJ-Lösung in ein mit 20 cm³ H_2O versehenes Mensurglas und von dieser untersättigten Lösung einen Tropfen auf eine unberührte, soeben hergestellte Spaltungsfläche von Muscovit, so erhält man besonders geeignete Präparate. Es ist zu erwarten, daß die KJ-Täfelchen dieser letzteren sich in einer wenig übersättigten Lösung zu Würfeln auswachsen, welche frei von einer Oktaederfläche sind; denn da aus solcher Lösung — ohne Glimmer-Unterlage — reine Würfel kristallisieren, so muß die Verschiebungsgeschwindig-

keit der Würfelflächen v_w zu derjenigen der Oktaederflächen v_o in folgender Beziehung stehen

$$\frac{v_o}{v_w} > \sqrt{3}.$$

Befestigt man ein mit KJ regelmäßig bewachsenes Muscovitblättchen mit etwas Plastelin horizontal auf dem ebenen Boden eines kleinen Kristallisiergefäßes und gießt vorsichtig eine um $4^0/_0$ übersättigte wässerige KJ-Lösung darauf, bis sie das Präparat gerade allseitig benetzt, so sieht man u. d. M. in der Tat die Tafeln zu reinen Würfeln fortwachsen; die Tafelfläche (111) wird kleiner und kleiner und verschwindet oft schon in wenigen Minuten, bevor der Durchmesser der Kriställchen $\frac{1}{4}$ mm erreicht hat.

Die Textfigur bedarf keiner Erklärung.

Die regelmäßige Aufwachsung entsteht wahrscheinlich am jeweiligen Rande des schwindenden Tropfens, da an dessen freier Oberfläche am frühesten Übersättigung eintritt. Die Spaltungsfläche des Muscovits fixiert offenbar aus der übersättigten KJ-Lösung Molekeln derart, daß eine denkbar dünnste Kristallplatte von der definierten Orientierung entsteht. Diese Tafel wächst dann, unbeeinflußt vom Glimmer, nach allen freien Richtungen hin fort und hat bereits dann, wenn sie mikroskopisch gerade sichtbar wird, an Dicke viel mehr zugenommen als an horizontaler Ausdehnung, was sich fernerhin im mikroskopischen oder makroskopischen Größenbereich bis zum völligen Verschwinden der Oktaederfläche fortsetzt und sich aus deren relativ großer Verschiebungsgeschwindigkeit erklärt.

Kapillartheoretisch ergibt sich aus obigem die Relation

I. . . . . $\gamma_{mo} + \gamma_{lo} < \gamma_{mw} + \gamma_{lw}$,

wo die vier verschiedenen γ die Grenzflächenspannungen an den vier Grenzen mo = Muscovit—Oktaederfläche, lo = Lösung—Oktaederfl., mw = Muscovit—Würfelfl. und lw = Lösung-Würfelfl. bedeuten. Aus der Tatsache, daß aus reiner wässeriger, wenig übersättigter KJ-Lösung bei $t = 18^0$ Würfel und nicht Oktaeder kristallisieren, folgt

II. . . . . $\gamma_{lw} < \gamma_{lo}$;

aus I. und II. ergibt sich

III. . . . . $\gamma_{mo} < \gamma_{mw}$,

d. h. die Grenzflächenspannung der Spaltfläche des Muscovits ist gegenüber dem Würfel von KJ größer als gegenüber dem Oktaeder.

Alles oben von Muscovit Gesagte gilt auch für Biotit, alles von KJ Gesagte auch für KBr und KCl.

Molybdänglanz im Aaregranit.

Von J. Koenigsberger.

E. Kittl[1] hat ein Vorkommen von Molybdänglanz bei Ginzling in Tirol beschrieben, das in jeder Hinsicht den Vorkommen in der Westschweiz gleicht. Letztere sind noch nicht eingehender beschrieben worden und nur kurz von E. von Fellenberg[2] in seiner geologischen Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs und von A. Kenngott[3] in seinen „Minerale der Schweiz" erwähnt worden. Der Molybdänglanz findet sich[4] in den aplitischen Gängen und der aplitisch-dioritischen Randfazies des Nordrandes des südlichen Aargranits[5], so z. B. am Wissen im Fellital bei Amsteg; der dort anstehende Aplit gleicht durchaus dem von Kittl beschriebenen. Die kleinen Molybdänglanzblätter sind in unterbrochenen Längsadern angeordnet, in denen außerdem noch Pyrit vorkommt, der die Stellen durch Verwitterung braun gefärbt hat. Von diesen Adern gehen ganz kleine, von Quarz erfüllte Risse aus. Auch hier sind also, wie im Zillertal, sekundäre Spalten durch Quarz und Molybdänglanz ausgefüllt, nur fehlt der Biotit. Die Paragenese ist wohl als pegmatitisch-pneumatolytische Differentiation zu denken, die gleich nach Erstarrung des Aplitmagmas die Risse ausfüllte. Die dynamometamorphen Bildungen sind auch hier später als die Entstehung der Molybdänglanzadern. Etwas anders ist das Vorkommen an der südlichen aplitischen Randzone der Hauptmasse des Aargranits, z. B. am Brüchplankenstock im Wicheltal[6] bei Amsteg. Dort ist der Molybdänglanz auf einer größeren schmalen Spalte auskristallisiert, schließt sich aber im Gestein an die Biotitflasern der reichlich biotitführenden dioritischen Randfazies an und bildet ihre Fortsetzung. Die Molybdänglanzausscheidung liegt hier der magmatischen Erstarrung der Randfazies noch etwas näher als an der oben erwähnten Stelle. Die ehemals wohl vorhandenen Molybdänglanzkristalle sind durch die dynamischen Vorgänge und das Zerdrücken des kleinen Hohlraumes zu Flasern und einem glänzenden Überzug gepreßt. Auch hier findet sich Pyrit in sehr geringer Menge neben dem Molybdänglanz. — Schließlich habe ich noch Molybdänglanz am Nordrand der Hauptmasse des Aargranits, am Kartigelfirn im Meiental bei Wassen, gefunden. Dort kommt der Molybdänglanz in einer schmalen Zone vor, die durch die

[1] E. Kittl, dies. Centralbl. 1914. p. 143.

[2] E. von Fellenberg, Beitr. geol. K. d. Schweiz. **21.** p. 319. 1893.

[3] A. Kenngott, Minerale der Schweiz. 1866. p. 366.

[4] Von den Vorkommen in den Erzgängen und Konkretionen an der Mürtschenalp sehe ich ab.

[5] Vergl. die Geolog. Karte d. östl. Aarmassivs. Freiburg i. B. 1910.

[6] Herr Dr. F. Weber in Zürich hat dies Vorkommen entdeckt und mich freundlichst darauf aufmerksam gemacht.

dynamischen Vorgänge zu einem typischen Mylonitschiefer geworden ist. Die Molybdänglanzader ist zu einem ganz dünnen Belag in eine Richtung auseinandergezogen worden.

Charakteristisch für alle diese Vorkommen aus dem Aarmassiv ist ihr Charakter als Gesteinsmineral bezw. magmatisch-pneumatolytisches Erzgangmineral im Gestein im Gegensatz zu dem Molybdänglanz der Granitdrusen. Verwunderlich ist das nicht, da man bisher meines Wissens überhaupt noch keine Drusen und Drusenmineralien in den alpinen Graniten gefunden hat. Die Ursache hierfür ist nicht nur, daß bei den tertiären Faltungsbewegungen die Gesteine überall, wie man unter dem Mikroskop deutlich sieht, mehr oder minder starke Pressungen erlitten haben, wobei alle primären Hohlräume geschlossen und zerdrückt wurden. Der ganze Habitus der Granite in den Alpen weist vielmehr darauf hin, daß solche umfangreiche lokale Differentiationen mit Anreicherung von Wasser und Mineralisatoren, wie sie zu größeren Drusen erforderlich sind, sich nicht ausbilden konnten. Daß wir jetzt nur den unteren Teil der Granitmasse sehen, während die Drusen nur mehr oder minder nah der oberen Erstarrungsfläche vorkommen, ist hierfür nicht allein entscheidend. Vielmehr scheint mir, daß nicht nur die zentralen Granite, wie Zillertaler Granitgneis, Gotthardgranit, schon während ihrer Intrusion und Erstarrung starken mechanischen Störungen ausgesetzt waren, sondern daß auch die carbonischen Granite der alpinen Nordzone, Aaregranit, Montblancgranit, als halbflüssiges Magma gepreßt wurden, und daß diese Pressungen, die zur Bildung von Injektionsrandzonen, wie z. B. den Urserengneis, führten, die pegmatitisch-pneumatolytische Differentiation meist nicht zustande kommen ließen.

Über Kobaltnickelpyrit.

Von **W. Vernadsky** in St. Petersburg.

Herr M. Henglein hat in dies. Centralbl. 1914. p. 129 ff. ein neues Mineral „Kobaltnickelpyrit" $(Co, Ni, Fe)S_2$ von Müsen beschrieben. Vor einigen Jahren habe ich in meiner Mineralogie[1], welche meine Vorlesungen an der Universität Moskau enthält, denselben Namen für kobalt- und nickelhaltige Pyrite gegeben $(Fe, Co, Ni)S_2$. Wenn in dem Mineral, welches Herr M. Henglein untersucht hat, das Eisen nicht durch Verunreinigung mit gewöhnlichem Pyrit verursacht ist, dann wäre der Kobaltnickelpyrit von Henglein sehr nahe und vielleicht identisch mit dem Kobaltnickelpyrit, welcher nach den früheren Analysen von mir festgestellt ist. Es ist aber möglich, daß wir hier zwei verschiedene Glieder einer

[1] **В. Вернадскій, Минералогіе. I. Щб. 3 М. 1910. p. 240.**

und derselben isomorphen Mischungsreihe haben — (Fe, Co, Ni) S_2 und (Co, Ni, Fe) S_2 — und dann muß man für diese Mischungen zwei verschiedene Namen gebrauchen.

In meinem Buch habe ich folgende Tabelle der verschiedenen Mineralien, welche der regulären Abteilung (Klasse 3 A^2 4 A^3) der Kiesgruppe gehören, gegeben[1]:

	1. Pyrit	2. Arsenikalischer Pyrit	3. Kobaltnickelpyrit	4. Blueit	5. Kobaltpyrit	6. Manganpyrit	7. Hauerit
S . . .	53,0—53,5	51,7—54,1	51,3—53,4	52,3 - 55,3	53,3	49,7 - 53,9	53,4—54,5
Fe . . .	46,1—46,9	44,2—48,7	37,4—42,7	41,0 - 41,4	45,2	45,0—47,9	—
Mn . . .	0	0—Sp.	—	—	—	0,5—4,1	45,2—46,1
Cu . . .	0	0—0,6	0—1,8	—	—	Sp.—2,0	—
Co . . .	0	0,1—1,8	2,0—3,5	—	1,7	0—0,3	—
Ni . . .	0	0—0,2	2,2—5,8	3,7—6,3	—	0—Sp.	—
As . . .	0	0,2—1,7	0	—	—	0—2,8	—
Zahl der Analysen	6	10	3	2	1	9	3

Die neueren Analysen, welche von Herrn Henglein mitgeteilt sind, verändern die Daten für Kobaltnickelpyrit sehr stark.

Außerordentliche Verschiedenheit der Analysenzahlen für Eisen, welche für Kristalle aus demselben Fundort zwischen 16—27,1 % wechseln, zeigt vielleicht, daß wir hier nicht mit isomorpher, sondern mit mechanischer Mischung (von Pyrit und Kobaltnickelsulfid) zu tun haben. Herr Henglein selbst sagt darüber: „Bei homogenem Material dürfte die Analyse ein ziemlich reines Kobaltnickelsulfid ergeben" (p. 132). Es wäre dann besser, einen neuen Namen für dieses Kobaltnickelsulfid zu geben, da wir auch (Fe, Co, Ni) S_2 als besonderes Mineral unterscheiden müssen.

Zuerst wurden die Kobaltnickelpyrite (Fe, Co, Ni) S_2, so viel ich weiß von H. S. Hunt beobachtet und in ihrer Bedeutung klar angedeutet schon im Jahre 1866[2]. Aber bis jetzt haben sie wenig Aufmerksamkeit erregt.

Es ist aber zu bemerken, daß die Notwendigkeit, die verschiedenen Kiesarten zu unterscheiden, nicht nur in morphologischen Verschiedenheiten der dazugehörigen Mineralien zu suchen ist, sondern auch in paragenetischen Verhältnissen. Die Kobaltnickelpyrite sind nur 1. in metamorphischen Gebieten in Zusammenhang mit ziemlich basischen Eruptivgesteinen (z. B. Gabbro) und 2. in Erzgängen mit anderen kobalt- und nickelhaltigen Sulfiden, Arseniden und Antimoniden beobachtet worden. Die arsenikalischen Pyrite scheinen nur in Erzgängen (vielleicht immer?) und sedimentären

[1] Die Zahlen sind hier nach neueren Daten korrigiert.

[2] H. St. Hunt, Exploration géolog. du Canada de 1863 à 1866. Ottawa 1866. p. 225.

Gesteinen lokalisiert. Zwischen Pyriten und arsenikalischen Pyriten scheinen alle Übergänge zu existieren und der Unterschied besteht nur im Arsengehalt. Aber diesen Arsengehalt müssen wir im Pyrit sehr aufmerksam beachten, da die arsenhaltigen Pyrite ein sehr bestimmtes Bildungsgebiet in der Erdkruste haben. Außerdem scheint arsenikalischer Pyrit in der Geschichte des Arsens in der Natur eine große Rolle zu spielen, da seine Bildung eine der wichtigsten Formen von Arsenkonzentration ist.

St. Petersburg, Mai 1914.

Neue Beschreibung von Ctenosaurus aus dem Göttinger Buntsandstein.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

Mit 3 Textfiguren.

Ein Besuch in Göttingen verschaffte mir mit Herrn Prof. Stille's freundlicher Erlaubnis die Gelegenheit, den *Ctenosaurus Koeneni* m., den Pelycosaurier des deutschen Buntsandsteins genauer zu untersuchen.

Ctenosaurus Koeneni stammt aus dem mittleren Buntsandstein des Bremketal bei Reinhausen bei Göttingen. Als ich ihn 1902 beschrieb (Geol. u. Pal. Abh. VI (X). 1. p. 37 f.), so geschah dies auf Grund eines mir von Herrn Geheimrat von Koenen zugeschickten Photogrammes, welches eine der 4 Platten wiedergab. Es sind zwei große Platten mit ihren Gegenstücken vorhanden, die sich gegenseitig ergänzen, zudem sind sie seit jener Zeit einer erneuten Präparation unterzogen worden. Ich gebe hier die Zeichnungen, die ich an Ort und Stelle davon gemacht habe. Es waren offenbar ursprünglich ganze Skelette im Zusammenhang vorhanden, aber in beiden Fällen ist nur die hintere Hälfte des Rückens zur Aufbewahrung gekommen. Vielleicht kann man also an dem Fundort noch mehr erwarten.

Dasjenige Stück (Fig. 1), von dem ich die kleinere Platte 1902 verwertete, ist das bessere und umfangreichere der beiden. An der größeren Platte erkennt man 11 hohe Dornfortsätze mit einigen der Centra und drei vorderen Halswirbeln. Die kleinere (früher von mir abgebildete Platte) paßt in der Weise darauf, daß der erste hohe Dornfortsatz den zweiten der größeren Platte deckt. Die Centra sind deutlich amphicöl, die Tiefe des Hohlkegels entspricht etwa einem Viertel der Wirbellänge. Die Querfortsätze der Rückenwirbel sind zerstört, müssen aber — nach der Rippenartikulation zu schließen — recht kräftig gewesen sein. Die Köpfe der beiden Rückenrippen sind sehr verbreitert mit langen Artikulationsflächen, die in dem einen Fall sicher, wahrscheinlich aber auch in dem anderen geteilt waren. Die Prä- und Postzygapophysen der Wirbel ragen deutlich vor. Das Zentrum des

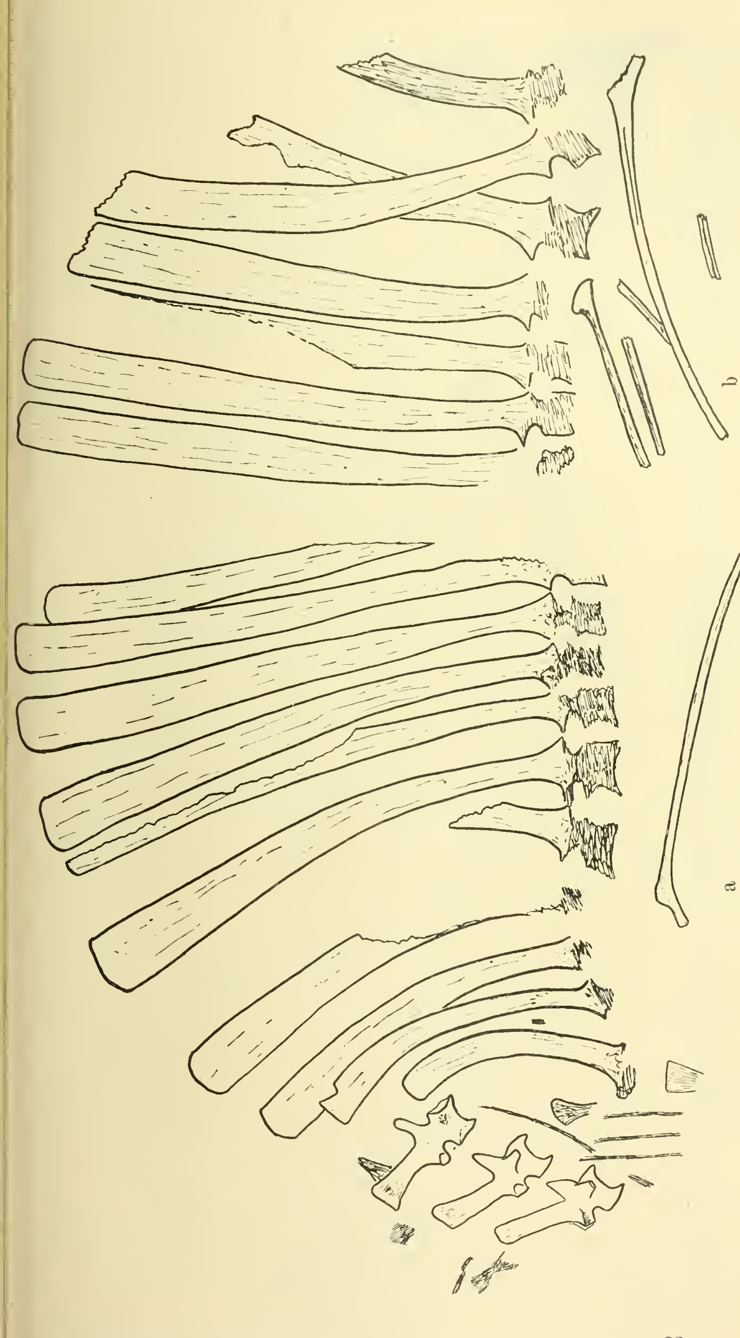


Fig. 1. *Ctenosaurus Koeneni* v. H. Platte und Gegenplatte in $\frac{1}{8}$ n. Gr. Mittl. und hint. Rückenwirbel und 3 Halswirbel. Mittlerer Buntsandstein von Reinhausen bei Göttingen.

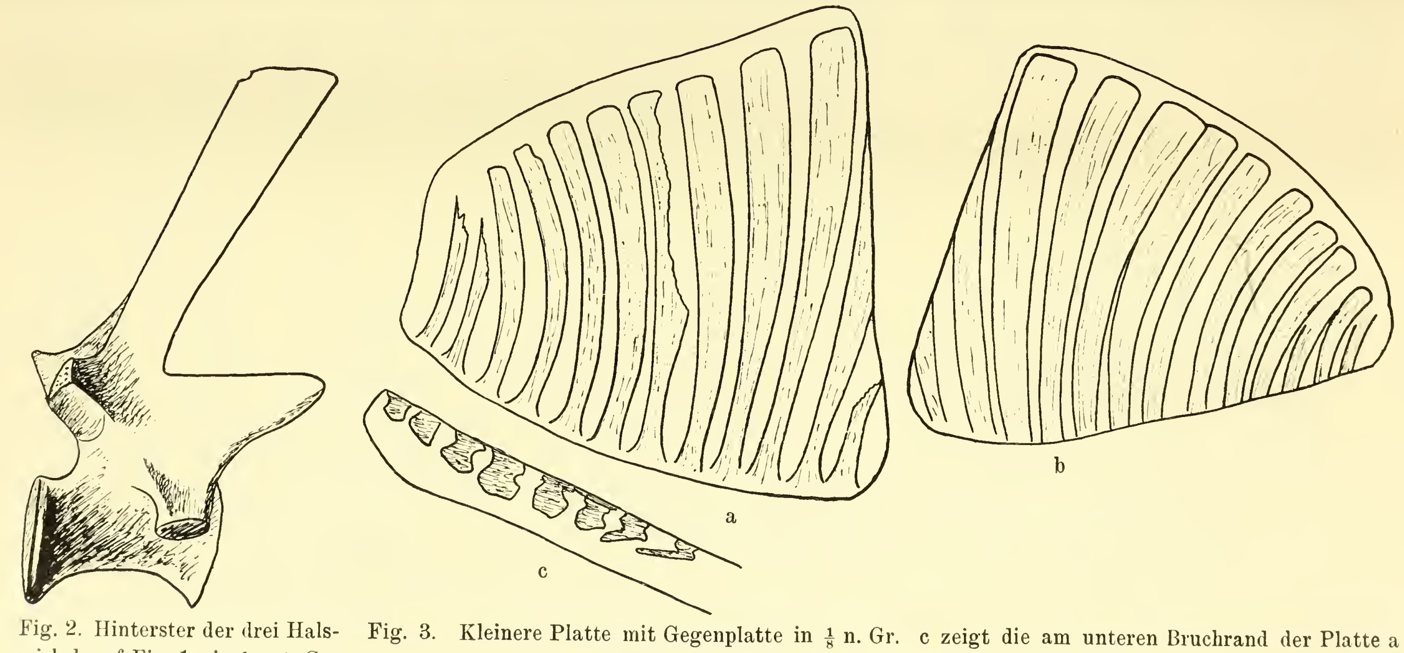


Fig. 2. Hinterster der drei Halswirbel auf Fig. 1 a in $\frac{1}{2}$ nat. Gr.

Fig. 3. Kleinere Platte mit Gegenplatte in $\frac{1}{8}$ n. Gr. c zeigt die am unteren Bruchrand der Platte a nach unten gerichteten (d. h. linken) Querfortsätze.

zweitvordersten Wirbels der kleineren Platte ist etwa 5 cm lang, die Höhe vom Unterrand der hinteren Gelenkfläche bis zum Oberrand der Postzygapophyse beträgt 4,5 cm. Die Höhe des Dornfortsatzes von dieser Stelle an gemessen ist 56 cm, seine größte Breite oben 5 cm. Die Dornfortsätze sind komprimiert, und zwar ursprünglich flach und nicht etwa zusammengedrückt; ihre Längsränder sind schneidend scharf, in der Mitte sind sie nicht mehr als 3—4 mm dick. Ihre Oberfläche ist glatt, man erkennt nur eine feine Längsfaserung. Die vordersten im Zusammenhang erhaltenen Wirbel sind mittlere Rückenwirbel, ihre Dornfortsätze sind fast ganz gerade und kaum merklich rückwärts geneigt; je weiter nach hinten desto mehr krümmen sich die Dornfortsätze rückwärts und werden zugleich kürzer wie bei Dimetrodon. Da bei allen amerikanischen Pelycosauriern nur die präsakralen Wirbel mit verlängerten Dornfortsätzen versehen sind, nehme ich gleiches auch hier an. Dann aber sind die Sakralwirbel bei keinem der beiden Göttinger Funde vorhanden. Zwei Fragmente, die zwischen Rippenstücken auf der größeren Platte hinter dem letzten der erhaltenen Präsakralwirbel liegen, könnten Sakralrippen oder auch vordere Halsrippen sein. In dislozierter Lage befinden sich dahinter drei vordere Halswirbel (Fig. 2). Sie besitzen kräftige Querfortsätze, sehr stark entwickelte und lange Präzygapophysen und immerhin noch ziemlich hohen Dornfortsatz, der bei dem ersten der drei Wirbel aufrecht steht, bei den anderen in zunehmendem Maße sich nach vorne neigt; bei dem ersten ist er oben nicht unwesentlich verbreitert, beim zweiten weniger und beim dritten fast gar nicht mehr.

Auf der zweiten Fundplatte (Fig. 3) befinden sich 13 hohe Dornfortsätze des mittleren und hinteren Teiles der Rückenwirbelsäule. Auch dieser Fund besteht aus zwei aufeinander passenden Platten. Die Dornfortsätze sind nur wenig kleiner als jene des ersten Fundes. Außer einer Anzahl Querfortsätzen der linken Seite sind hier keine anderen Wirbelteile erhalten. Die Querfortsätze sind an der unteren Bruchfläche der einen Platte erkennbar, sie sind kurz und breit, und zwar bei den hintersten der vorhandenen Wirbel kürzer als bei den mittleren derselben; an den beiden vordersten der hier wiedergegebenen Querfortsätze scheinen noch Teile der Rippenköpfe zu haften.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß *Ctenosaurus* ein echter Pelycosaurier ist, obwohl er der ältesten Trias und nicht mehr der Dyas entstammt. Wie ich schon früher behauptete und jetzt von neuem bestätigen kann, scheint *Ctenosaurus* ein verspätet auftretender Clepsydropide zu sein. Die Halswirbel erinnern besonders an *Clepsydrops*, aber auch an *Theropleura*. *Ctenosaurus* kann sich nach Größe und Aussehen durchaus mit den amerikanischen Pelycosauriern messen. *Ctenosaurus Koeneni* ist jedoch nicht der einzige Clepsydropidenfund in Deutschland, ich werde bald Gelegenheit haben, aus einer anderen Gegend in gleichem Horizont eine sehr ähnliche Form zu beschreiben.

Plagiostoma Frauscheri nov. spec. et Vulsella Woodi nov. spec.

Von **Wilfried Teppner** in Graz.

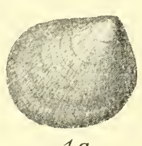
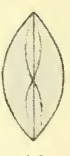
Mit 2 Textfiguren.

Als Mitarbeiter an dem von Herrn Geheimrat Prof. Dr. F. Frech herausgegebenen „Fossilium Catalogus" ist mir die ehrenvolle Aufgabe zuteil geworden, die „tertiären Zweischaler" herauszugeben. Nachdem nun der erste Teil der „*Anisomyaria*" (*Aviculidae, Pinnidae, Pernidae, Limidae, Vulsellidae*)[1] erschienen ist, möchte ich hiermit auf zwei neue Arten, die aufzustellen ich mich genötigt sah, etwas näher zurückkommen, als ich dies im „Fossilkataloge" tun konnte.

Die eine dieser beiden Arten ist

Plagiostoma Frauscheri nov. spec.

d'Archiac hat 1848[2] die von ihm begründete Art *Pl. trabayensis* folgend charakterisiert: „Aufgeblasen, gegen den Unterrand halbkreisförmig abgerundet. Wirbel mäßig groß, ein wenig gekrümmt; Schloßrand schmal, ungleich, einen Winkel von 100° bildend; Oberfläche glatt, glänzend, mit sehr feinen ungleichen Anwachsstreifen und etwas gebogenen, nur mit der Lupe sichtbaren zahlreichen Rippen versehen."


1.a 1.b

Plagiostoma Frauscheri Teppner.
(Nach Frauscher, „Untereocän", Taf. V. Fig. 7a, b.)

Oppenheim[3], der diese Spezies ebenfalls bespricht und abbildet (p. 143, 144. Taf. XVI Fig. 15), sagt: „Auch die Ohren sind erhalten, welche d'Archiac an seinem, wie er selbst angibt, unvollständigen Stücke weder erwähnt noch abbildet; sie sind ungleich, das vordere, mit Anwachsstreifen versehene, ist doppelt so breit als das sehr verkrümmte hintere."

Pl. trabayensis d'Archiac stammt aus dem Unteroligocän von Trabay (Basses-Pyrénées) und ist mit der mitteleocänen Art *Pl. eocenicum* Bayan (Bosnien, Italien) sehr nahe verwandt, jedoch, wie bereits Oppenheim (l. c. p. 144) sagt, durch Gestalt und Skulptur hinreichend verschieden.

---

[1] Fossilium Catalogus. I: *Animalia.* Editus a F. Frech. Pars 2: W. Teppner, *Lamellibranchiata tertiaria.* „*Anisomyaria*". I. Berlin 1914.

[2] Mémoires de la soc. géol. de France. II. **3**. p. 434. Taf. 12 Fig. 13.

[3] Oppenheim, Die Priabona-Schichten und ihre Fauna etc. Palaeontographica. **47**. Stuttgart 1900—1901.

Nun hat FRAUSCHER[1] (p. 55, 56) *Pl. trabayensis* D'ARCHIAC besprochen und auf Taf. V Fig. 7 a, b abgebildet. FRAUSCHER (l. c. p. 55) sagt: „Das Exemplar vom Kresseuberge stimmt gut mit dem von Trabay überein; nur ist die Berippung etwas deutlicher sichtbar. In der Abbildung (bei FRAUSCHER) sind die Rippen zu nahe aneinander gerückt."

Ein Blick auf die Abbildung FRAUSCHER's (Taf. V Fig. 7 a, b) lehrt aber sogleich, daß dem nicht so ist, wie FRAUSCHER angibt. „Die von FRAUSCHER mit *Lima* (*Plagiostoma*) *trabayensis* identifizierte Art des Kressenberges", sagt OPPENHEIM (l. c. p. 144), „hat einen terminalen Wirbel, ganz ungleichseitige Gestalt und über die ganze Schale sehr regelmäßig verbreitete Radialskulptur; sie dürfte sicherlich spezifisch verschieden sein." Dieser Meinung OPPENHEIM's habe ich mich angeschlossen und daher im „Fossilkataloge, *Anisomyaria* I.", p. 31, die von FRAUSCHER als *Plagiostoma* (*Lima*) *trabayensis* D'ARCH. vom Kressenberge angeführte Art von *Pl. trabayensis* D'ARCH. abgetrennt und als *Pl. Frauscheri* TEPP. angeführt; allerdings könnte *Pl. Frauscheri* TEPP. als Variation von *Pl. trabayensis* D'ARCH. aufgefaßt werden.

Als Stufe für das Auftreten der *Pl. trabayensis* D'ARCH. gibt FRAUSCHER: Suessonien Süd (M—E), Londonien (?) Süd an. Diese Angabe über die zeitliche Verbreitung von *Pl. trabayensis* D'ARCH. kann sich nur auf das Exemplar, das FRAUSCHER vom Kressenberge anführt, beziehen, denn jenes von Trabay gehört in das Unteroligocän.

Das zweite Fossil, auf das ich näher verweisen möchte, ist

Vulsella Woodi nov. spec.

WOOD[2] beschreibt aus dem englischen Obereocän *V. deperdita* LAMARCK, hält aber selbst die Zugehörigkeit der eocänen englischen Art zu *V. deperdita* LAMK. für fraglich, denn er setzt dem Speziesnamen ein Fragezeichen bei und sagt: „The hinge-area in the British fossil has apparently a larger ligamental depression, and a smaller sinus than is represented in the French shell; but these differences would probably vanish on a camparison with specimens of the shells themselves. The connexus is somewhat on one side of the hinge-area, as if counteracting the action of the adductor muscle which is on the other. The left valve extends the ventral margin beyond the edge of the right, making the shell inequivalve, like the oyster.

---

[1] FRAUSCHER, Das Untereocän der Nordalpen und seine Fauna. I. *Lamellibranchiata.* Denkschr. der kais. Akad. der Wissensch. Wien 1886. **51.** Math. naturw. Klasse.

[2] S. V. WOOD, A Monograph of the eocene Mollusca, or, descriptions of Shells from the older Tertiaries of England. Bivalves. Palaeontographical Society. London 1861. p. 35, 36.

The above name has bin published for an English fossil, and, as I have not the means of disproving the identity, I have permitted it to remain with a mark of doubt. The shell, like mort of the oyster tribe, has a tendency to gread variation, and the muscle-mark partakes of the varying form of the shell. Since the above was written, I find the following observations by M. Deshayes, in „Hist. des An. sans vert. du bassin de Paris“,

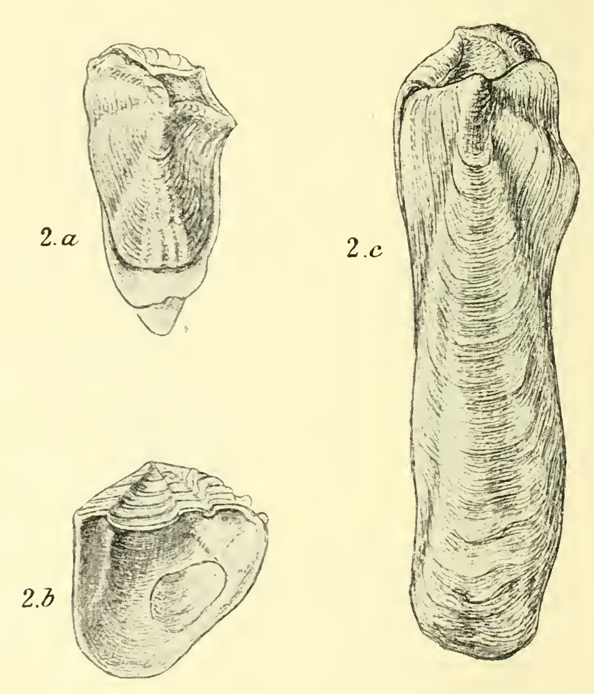


Fig. 2. *Vulsella Woodi* Teppner.
(Nach Wood, „The eocene Mollusca“, Taf. IX Fig. 2a—c.)

p. 51 : „L’espèce est citée dans le bassin de Londres par M. Marris; mais à Barton elle est accompagnée d’une autre très-distincte, beaucoup plus rapprochée par ses charactères d’une espèce vivant de la Mer Rouge, et d’une autre fossile du terrain nummulitique de l’Inde que M. D. Archiac a fait connaître sous le nom de *Vulsella legumen* (aber nicht *lignium*, wie Wood und Deshayes schreiben“).

„I have made every effort to see the specimens here reffered to, but without success. I am not aware that the genus has been found in the London basin, or anywhere but at Barton; and all the specimens that I have seen may, in my opinion, be reffered to one species, but wheter that be the true *deperdita* I cannot say.“

Nun sagt hierüber Cossmann[1]: „Je ne crois pas qu'aucune des trois formes figurées par Wood puisse s'y rapporter et ce n'est qu'avec doute que je comprends l'espèce anglaise dans la synonymie de celle du bassin de Paris.“ Auch Oppenheim (Priabona-Schichten, l. c. p. 148) sagt: „Läßt doch Cossmann — wie mir scheint mit Recht — selbst die englische Form nur mit ausgesprochenem Zweifel in der Synonymie der Pariser Art, welche ihrerseits niemals auch nur annähernd die Dimensionen und die langgestreckte Gestalt der südlichen Vorkommnisse erreicht. Eine sich auf reiche Materialien stützende monographische Darstellung dieser Gruppe wäre wünschenswert; bis dahin wird man gut tun, vorsichtig die einzelnen regionalen Formen spezifisch bestehen zu lassen.“

Ich konnte mich nun bei einem Vergleiche der in Rede stehenden Arten nicht entschließen, *V. deperdita* von Barton einer der bisher angeführten Arten zuzuzählen und habe daher diese Art als *V. Woodi* Tepp. im Fossilkataloge p. 54 als eigene Art angeführt.

Graz, im Februar 1914.

Der Lahnporphyr bei Diez und eine begleitende Fauna.

Von **Hermann L. F. Meyer** in Gießen.

(Schluß.)

Die Bedeutung der Faunen.

In den gelben und blaugrauen Schiefern, die zwischen den Porphyrkonglomeraten lagern, finden sich zahlreiche Reste von marinen Fossilien. Zum größten Teil sind sie aber nicht gut erhalten, so daß nur ein kleiner Teil bis jetzt sicher bestimmt ist. Trotzdem erweisen sich beide Horizonte entsprechend dem verschiedenen petrographischen Charakter faunistisch völlig verschieden, wenn auch faziell nur geringe Unterschiede vorhanden sind. Eine ausführlichere Bearbeitung der Fauna muß ich mir für später vorbehalten.

Die Bestimmung der Trilobiten hatte Herr Dr. R. Richter-Frankfurt mit großer Liebenswürdigkeit übernommen. Für seine mühevolle Arbeit an dem z. T. schlecht erhaltenen Material spreche ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aus. Seine Ergebnisse sind mir eine sehr wertvolle Stütze gewesen.

---

[1] M. Cossmann, Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Éocène des environs de Paris. Annales de la soc. roy. malacol. de Belgique. Tome XXII. Bruxelles 1887. p. 172.

Fauna der gelben Schiefer	+ = zahlreich	+ = neritisch	+ = bathyal	Fauna der blauen Schiefer	+ = zahlreich	+ = neritisch	+ = bathyal
Crinoidea gen. indet. . .	.	.	.	*Zaphrentis ovata* Ludwig	+	.	+
Chonetes cf. *polytricha* A. Roem.	+	+	.	*Crinoidea* gen. indet. . .	.	.	.
Orthis opercularis Murch., Vern., Keys.	.	+	.	*Fenestella* sp. indet. . . .	.	.	.
Pleurotomaria sp. indet. .	.	.	.	*Anoplotheca lepida* Goldf.	.	.	+
Orthoceras sp. indet. . .	.	.	+	*Stropheodonta* cf. *interstrialis* Phill.	.	+	.
Bollia varians Sandb. (Jones)	+	?	+	*Chonetes* cf. *polytricha* A. Roem.	.	+	.
Beyrichia strictisulcata Sandb. (Jones)	.	?	+	*Rhynchonella* sp.	.	+	.
Primitia mundula Jones .	.	?	+	*Orthis* sp.	.	+	.
Cryphaeus sp.	.	+	.	*Pleurotomaria* cf. *sulcarinata* F. A. Roem. . . .	.	.	.
Cryphaeus n. sp. (R. Richt.)	+	+	.	*Orthoceras* cf. *planoseptatum* Sandb.	.	.	+
				Orthoceras subflexuosum Murch..	.	.	+
				Proetus Holzapfeli Novák	.	.	+
				Acaste (*Phacopina*) ? ex aff. *Henni* R. Richter . . .	.	+	.
				Phacops fecundus Barr. .	.	.	+

Die Faunen sind sowohl in bezug auf das Alter wie auf die Fazies von einigem Interesse. Trotz des aus den Listen ohne weiteres hervorgehenden faunistischen Unterschiedes sind sie aber unter sich wohl als gleich zu betrachten. Aus dem stratigraphischen Verband ergibt sich schon, daß nur eine geringe Altersdifferenz besteht. Ich betrachte darum die beiden Fundpunkte gemeinsam.

Zur Diskussion des Alters müssen wir zuerst daran erinnern, daß das Vorkommen der Lahnporphyre als mitteldevonisch schon lange bekannt ist. Insbesondere konnte in der westlichen Lahnmulde nachgewiesen werden, daß sie dem Oberen Mitteldevon angehören (vergl. Ahlburg, Jahrb. kgl. preuß. geol. Landes-Anst. f. 1910. **31**. T. I. p. 463. T. 27). Auch aus den vorliegenden Listen ergibt sich allgemein, daß Mitteldevon vorliegt. Die genauere Lage läßt sich noch näher bezeichnen. Die Brachiopoden und Trilobiten sind dabei von Wichtigkeit.

Orthis (*Dalmanella*) *opercularis* und *Anoplotheca lepida* ließen sich in je 1 Exemplare gut bestimmen. Sie sind typische Formen des Eifeler Mitteldevons und dort auf tiefere Horizonte beschränkt.

Anoplothera lepida kommt von den *Cultrijugatus*- bis in die Crinoidenschichten vor und ist insbesondere für die obere *Calceola*-Stufe charakteristisch (vergl. Rauff, Entwurf zu einem geolog. Führer durch die Gerolsteiner Mulde. Berlin, Geol. Landes-Anst. 1911. p. 26). Burhenne (Abh. kgl. preuß. geol. Landes-Anst. N. F. **29**. 1899. p. 37) führt sie aus den untermitteldevonischen Schiefern von Leun an und Liebrecht (Jahrb. kgl. preuß. geol. Landes-Anst. f. 1911. **32**. T. I. 1912. p. 459) beschreibt eine neue, nahe verwandte Form (*A. Ilsae*) von gleichem Alter aus seinen „Ilseschiefern". Beide Schiefervorkommen werden den *Cultrijugatus*- und *Calceola*-Schichten der Eifel gleichgestellt.

Orthis opercularis führt Rauff (s. o. 1911. p. 27) nur aus der *Calceola*-Stufe der Eifel an.

Von Bedeutung ist vielleicht auch *Strophomena* cf. *interstrialis* Phill. Zur *interstrialis*-Gruppe gehört die vorliegende Dorsalschale mit Sicherheit. *Stroph. interstrialis typ.* geht nach Rauff (s. o. 1911. p. 26) aus dem Oberen Unterdevon bis in die Crinoidenschichten, stimmt also im Auftreten mit den Vorhergenannten überein. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß die vorliegende Form zu *Stroph. minor* A. Roem. gehört, die für das höhere Unter-Mitteldevon leitend ist.

Aus den sicher bestimmbaren Brachiopoden ergibt sich das Alter der Diezer Schiefer als untermitteldevonisch. Für dasselbe Alter sprechen auch die Trilobiten. Hier kann ich mich auf die Bemerkungen von Herrn Dr. R. Richter stützen, der nur auf Grund der Trilobiten unabhängig zu dem Ergebnis kam, daß sich hier Formen des Ober-Coblenz- und Mitteldevon mischen.

Von wesentlicher Bedeutung sind nur die Trilobiten der blauen Schiefer.

Proetus Holzapfeli Nov. kommt nur im Unteren Mitteldevon vor, im Günteroder Kalk der Wildunger Gegend und in den Tentaculitenschiefern von Leun, Oberbiel, Niederbiel. Dadurch läßt sich das Alter unserer Schiefer auf höheres Unter-Mitteldevon beschränken.

Phacops fecundus Barr., der sich keiner der Varietäten zuweisen ließ, kommt im Unterdevon und Unteren Mitteldevon vor. Im Ballersbacher, Günteroder, Greifensteiner Kalk und den Wissenbacher Schiefern ist er eine charakteristische Form. Auch bei Leun (Burhenne, 1899, p. 20) findet er sich zahlreich.

Die nächsten Verwandten von *Acaste* ex aff. *Henni* sind Charakterformen der Ober-Coblenzschichten und an allen wichtigen Fundpunkten auf beiden Rheinseiten nachzuweisen. Sie finden sich in den höchsten Teilen, die schon den Übergang zum Mitteldevon bezeichnen, wie z. B. an der Papiermühle bei Haiger. Vielleicht kommen sie auch noch in den allertiefsten *Cultrijugatus*-Bänken der Eifel vor, die auch sonst Unterdevonfauna führen können.

Auf Ähnliches deutet auch *Cryphaeus* sp. aus den gelben Schiefern hin. „Das Auftreten eines so großen *Cryphaeus* aus der *rotundifrons*-Reihe klingt noch an das Unterdevon an, ist aber nach dem von Leun bekannten Material für die altmitteldevonischen Tentaculitenschiefer nicht etwas durchaus Fremdes" (Briefl. Mitteilung von Herrn Dr. Richter).

Aus dem Vorkommen von *Anoplotheca lepida* und *Proetus Holzapfeli* würde sich das Alter als höheres Unter-Mitteldevon bezeichnen lassen. Zu dem stehen aber in gewissem Gegensatz *Acaste* ex aff. *Henni* und *Cryphaeus* sp., die auf enge Beziehungen zu den Ober-Coblenzschichten hinweisen. Aus der Betrachtung der Fazies wird sich aber ergeben, daß wir diese Faunenbestandteile rein aus den äußeren Umständen erklären können. Wir müssen außerdem berücksichtigen, daß enge Beziehungen zur Leuner Fauna vorhanden sind. Diese wird den *Cultrijugatus*- und *Calceola*-Schichten gleichgestellt, also dem ganzen Unter-Mitteldevon.

In den Diezer Schiefern haben wir untermitteldevonische Schiefer vor uns.

Die Fazies der Schiefer ist von großem Interesse, da in der Umgegend bis jetzt noch nichts Ähnliches bekannt ist (früher als Ober-Coblenzschichten bezeichnete Schiefer weiter westlich gehören wohl hierhin) und in der Lahn- und Dillmulde nur wenige Punkte zum Vergleich herangezogen werden dürfen.

Zwei große Faziesbezirke lassen sich im Rheinischen Schiefergebirge unterscheiden: ein nördlicher, vorherrschend neritischer, durch die Eifelkalke und -mergel und die Lenneschiefer bezeichnet, und ein südlicher, vorherrschend bathyaler, durch die *Orthoceras*- und Tentaculitenschiefer charakterisiert. Dieser Gruppierung müssen unsere Schiefer nun eingeordnet werden.

Petrographisch sind Schiefer des Unteren Mitteldevon in der Diezer Gegend nichts Besonderes. Die typischen *Orthoceras*-Schiefer von Laurenburg und Balduinstein sind ja nur wenige Kilometer entfernt. Trotzdem zeigen die Diezer Schiefer eine besondere Eigenart, die durchaus an Ober-Coblenzschichten erinnert, zu denen ich die Schichten ursprünglich auch stellen wollte. Der milde Charakter, die zahlreicheren Glimmerblättchen, das etwas gröbere Korn zeigen aber, daß hier nicht die bathyalen *Orthoceras*-Schiefer, sondern eher neritische Schiefer, entsprechend den Ober-Coblenzschichten, vorliegen. Im Übergang vom neritischen zum bathyalen Gebiet haben sich ursprünglich wohl die Schlamme gebildet. Schon dadurch wird die Stellung unserer Schiefer eine besondere.

Faunistisch läßt sich die Fazies der Schiefer viel schärfer erfassen. Die normalen bathyalen Schiefer der Gegend führen Cephalopoden, Einzelkorallen, Trilobiten und Zweischaler neben sehr wenigen Brachiopoden. In diesem Sinne lassen sich zahl-

reiche bathyale Fossilien in unserer Liste nachweisen (s. p. 504). Durch die zahlreichen Einzelkorallen der blauen Schiefer wird der bathyale Einschlag der Fauna stark betont. Zweifelhaft muß es erscheinen, ob die zahlreichen Ostrakoden als bathyal bezeichnet werden dürfen. Die bekanntesten Vorkommen im Devon, in den oberdevonischen Cypridinenschiefern, gehören sicher dazu, wie sich aus den begleitenden Trilobiten und Posidonien ergibt. Schon die Formen der culmischen Posidonienschiefer erlauben aber keine sichere Einordnungen mehr, da die Tiefenstufe der Fauna noch immer durchaus unklar ist, obgleich die zahlreichen, häufig gut erhaltenen Cephalopodenschalen wohl auf bathyale Verhältnisse hinweisen. Als neritisch müssen wir die zwei bisher bekannten unterdevonischen Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge bezeichnen. Durch SANDBERGER-JONES sind sie von Offdillen (Dillenburg) 1903 aus neritischem Unterdevon als zahlreich bekannt geworden (Jahrb. Nass. Ver. f. Naturk. 1889. **42.** p. 33 ff.; Ann. and Mag. of nat. hist. **15.** p. 59—67. 1895) und durch K. WALTHER (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVII. p. 34. 1903) von Rossbach aus den hangendsten Schichten der Ober-Coblenzstufe. WALTHER (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIV. p. 302—303. 1907) hat auch auf zahlreiche Ostrakoden im neritischen Unteren Mitteldevon Ostthüringens aufmerksam gemacht. Als Faziesfossilien sind die Ostrakoden also nicht verwendbar.

Den bathyalen Fossilien der Diezer Schiefer stehen zahlreiche neritische gegenüber. Allgemein (im typischen *Orthoceras*-Schiefer kommen auch Brachiopoden vor) darf man die Brachiopoden dazu nehmen. Speziell läßt es sich für die als Leitformen herangezogenen *Anoplotheca lepida* und *Orthis* (*Dalmanella*) *opercularis* beweisen, die in der Eifel verbreitete Formen sind. Neritisch sind aber auch einige Trilobiten, *Cryphaeus* und *Acaste* ex aff. *Henni*. Während die erste Gattung im neritischen Unterdevon und Eifeler Mitteldevon auftritt, ist die zweite Art im Typus als eine Charakterform der Ober-Coblenzschichten bezeichnet worden, also charakteristisch für eine sandig-schiefrige neritische Fazies; in den allertiefsten *Cultrijugatus*-Schichten der Eifel finden sich unsichere Vorkommen. Diese Beziehungen zu den Ober-Coblenzschichten sind dadurch interessant, daß auch die petrographische Fazies zu diesen hinneigt. Die äußeren Verhältnisse sind wohl die Veranlassung dafür gewesen, daß die Formen hier bis in das höhere Unter-Mitteldevon vorkommen. Für *Acaste* ex aff. *Henni* stellen die Diezer Schiefer Mitteldevon in Coblenz-Fazies dar.

Bathyale und neritische Fossilien finden sich in ungefähr gleicher Zahl. Die Diezer Schiefer lassen sich also keinem der beiden großen Faziesgebiete mit Sicherheit zuweisen. Es handelt sich um Übergänge zwischen beiden. Die tieferen blaugrauen

Schiefer zeigen dabei eine stärkere Hinneigung zur bathyalen Region, was sich in den häufigen Einzelkorallen anzeigt.

Die Diezer Schiefer des Unteren Mitteldevons gleichen faziell den Schiefern von Leun und aus dem Wittgensteinschen. In allen drei Gebieten zeigt die Fauna eine Mischung neritischer und bathyaler Typen.

Das Alter des Lahnporphyrs.

Insbesondere durch die Untersuchungen Ahlburg's (Jahrb. kgl. pr. geol. Landesanst. f. 1910. 31. T. I. p. 463. P. 27) ist festgestellt worden, daß in der östlichen Lahnmulde der Lahnporphyr ein obermitteldevonisches Alter besitzt. Er findet sich immer in den tieferen Partien der Diabasschalsteine. Auch in der Dillmulde sind ähnliche Verhältnisse bekannt, indem die Quarzporphyre und Keratophyre teils im Schalstein, teils an der Grenze zu den Untermitteldevonschiefern aufsetzen. Einige Vorkommen befinden sich direkt im Untermitteldevon, doch ist mir nicht bekannt, wie weit dies vielleicht für ein gleiches Alter sprechen dürfte.

Am Westrand der Lahnmulde gehört ein Teil der Lahnporphyre sicher dem Obermitteldevon an, z. B. bei Steinsberg am Rupbachtal, Aull nördlich Diez oder Oberneisen. Demgegenüber steht aber unser Vorkommen von Diez, das, wie wir gesehen haben, zum Untermitteldevon zu stellen ist. Ich vermute, daß ein gleiches Alter die Porphyre westlich Langenscheid, bei Heistenbach und westlich Aull (alle auf Bl. Schaumburg) besitzen werden. Die mit ihnen zusammen auftretenden, als Oberkoblenzschichten bezeichneten Schiefer stellen vermutlich Unteres Mitteldevon dar, das wie bei Diez im Übergang vom neritischen zum bathyalen Gebiet zum Absatz kam. (Jedenfalls habe ich Übergänge dieser Schiefer in Schalsteine des Lahnporphyrs festgestellt.) Von gleichem Alter ist der in dem normalen *Orthoceras*-Schiefer auftretende bekannte Riebeckit-Lahnporphyr vom Rupbachtal.

Die nun in das Untermitteldevon herabgezogene Eruptionsperiode der Lahnporphyre deutet an, daß die das Hervorbrechen bedingende tektonische Unruhe schon in dieser Zeit von Bedeutung war. Auf tektonische Bewegungen deuten ja auch die Porphyrkonglomerate in ihrer großen Ausdehnung samt den begleitenden Sedimenten hin. Der Übergang der normalen bathyalen Fazies in die neritische, das Auftreten unterdevonischer Gesteine in den Konglomeraten, die auf Transgressionen hindeuten, sind Merkmale, die sich in gleichem Sinne verwerten lassen. Damit schließt sich unser Gebiet an das Sauerland an, wo die Eruptionen ganz ähnlicher Gesteine nun bis in die *Cultrijugatus*-Schichten verfolgt sind (vergl. Henke, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. p. 602—606).

Die tektonische Stellung des Lahnporphyrs.

Aus dem vorhergehenden Abschnitt ergibt sich, daß am Westrand der Lahnmulde zwei verschiedenartige Porphyrvorkommen auftreten. Die einen befinden sich im Gebiete normaler bathyaler Mitteldevonschiefer und setzen selbst im Schalstein des Oberen Mitteldevons auf. Die anderen haben untermitteldevonisches Alter und werden begleitet von Untermitteldevonschiefern, die starke neritische Beimischungen haben. Es handelt sich also um ganz nahe Faziesdifferenzen, die sehr auffällig sind.

Wir befinden uns in nächster Nähe des Hauptgebietes der bathyalen *Orthoceras*-Schiefer, die in der ganzen Umgegend nach N, O, S weiteste Verbreitung haben. Wenn nun plötzlich in einem isolierten Gebiet darin neritische Hinneigungen zu finden sind, so lassen sich diese nicht durch einen normalen Faziesübergang erkennen. In einer neritischen Gegend treten Faziesübergänge immer schnell und plötzlich ein und zeigen auf geringem Raume überraschend schnelle Übergänge. Ich erinnere nur an die Untersuchungen Joh. Walther's von der Taubenbank bei Neapel oder an den plötzlichen Wechsel im Zechstein zwischen Wetterau und Spessart. Im bathyalen Gebiet ist derartiges aber ohne weiteres nicht möglich, insbesondere sind kleine Faziesinseln, wie sie in unserem Falle vorliegen, nicht denkbar. Wir müssen also nach einer anderen Erklärung suchen und kommen damit auf dieselbe Fragestellung, wie sie sich an zahlreichen Stellen in Lahn- und Dillmulde aufdrängt, ob man benachbarte, aber völlig abweichende Fazies anders als durch Übergänge erklären kann. Während man früher mit Vorliebe zu „Barren" und zu einer „Fjordstratigraphie" zurückgriff, kommt man jetzt immer mehr darauf, wie in den jüngeren alpinen Gebirgen, das Nebeneinander heteropischer Schichten durch tektonische Störungen zu erklären. So kam noch neuerdings z. B. Dienst (Jahrb. kgl. pr. geol. Landesanst. f. 1913. 34. T. I. p. 614) zu dem Resultat, daß der auffällige Unterschied zwischen den Hercynbildungen und den Michelbacher Schichten des Kellerwaldes nur eine tektonische Erklärung zuließe.

Auch am Westrand der Lahnmulde glaube ich die Faziesverschiedenheiten durch tektonische Störungen erklären zu können. Wir dürfen aber noch weitergehen und können die Art der Störungen näher bezeichnen.

Der allgemeine Charakter der Dislokationen ist von derselben Art, wie in Lahn- und Dillmulde überhaupt. Es handelt sich nicht, wie man früher annahm, um reine Faltung[1], die nur die großen Wellen der Erdrinde erzeugt, aber die einzelne Schicht

[1] Daher rühren die Ausdrücke Lahn- und Dillmulde, die jetzt jede Berechtigung verloren haben, aber noch nicht durch bessere ersetzt sind.

unbeeinflußt läßt, sondern um eine Kraft, deren Äußerung an jeder Stelle, an jeder Schicht unabhängig von den übrigen kenntlich wird.

Überall in den Aufschlüssen sind zahlreiche Kleinstörungen kenntlich als lokale Faltungen, Verquetschungen, Plättungen, Gleitbretter, kurz ständige tektonische Diskordanzen (im Gegensatz zu den Konkordanzen des Faltungsgebirges) wie sie nur in Überschiebungsgebirgen auftreten, wo scherende Kräfte den Zusammenhang der Schichten zerstört haben und eine intensive Beeinflussung bis in die kleinsten Teile eingetreten ist. Größere Überschiebungen sind ja durch die Arbeiten der Preußischen Geol. Landesanstalt an zahlreichen Stellen nachgewiesen worden. In kleinerem Maßstabe sind sie in vielen Aufschlüssen zu sehen und auch in unserem Gebiet vielfach vorhanden. Der Dislokationstypus der Lahn- und Dillmulde ist durchaus der eines Überschiebungsgebirges.

Das Vorkommen der Porphyre am Westrand der Lahnmulde ist außerordentlich auffällig. Die Begrenzung der Mulde gegen die Unterdevongebiete im Westen verläuft ungefähr nach NNW. (Vergl. Bl. Schaumburg der geol. Spezialk. v. Preußen.) Ganz entsprechend liegen auch die meisten Porphyrvorkommnisse. Das Auffällige ist nun aber, daß die Eruptiva trotz der großen Ausdehnung längs des Randes der Mulde im Streichen der Schichten keine große Erstreckung haben, sondern schnell verschwinden. Es scheint ein Zusammenhang zwischen dem Westende der Lahnmulde und dem Vorkommen der Porphyre zu bestehen.

Blatt Schaumburg und Diez erklären die besprochenen Verhältnisse durch mehrere Querstörungen parallel dem Rande; der Rand selbst ist eine große Querstörung, vom Rupbachtal als Rupbachtalspalte bekannt. Ich glaube die Tatsachen aber anders erklären zu dürfen. (Auch Kegel, der Taunusquarzit von Katzenellenbogen, Diss. Marburg 1913. p. 44, zweifelt an der großen Bedeutung der Rupbachtalspalte.) Am Westrand der Lahnmulde treten tiefere Überschiebungen unter höheren hervor. Dadurch erklärt sich einerseits das Nebeneinander verschiedener Fazies und andererseits das lineare Vorkommen der Porphyre [1] parallel dem Rande.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die bei Diez als Lahnporphyr kartierten Gesteine bestehen zum größten Teil aus Porphyrkonglomeraten, deren verschiedenartige, gut gerundete Komponenten auf einen sedimentären

[1] Es sei darauf hingewiesen, daß in ganz ähnlicher Weise die bekannten Porphyre auf Bl. Preßberg—Rüdesheim der geol. Spezialkarte von Preußen ihre auffällige Stellung zusammen mit dem Stromberger Kalke erhalten haben werden.

Ursprung der Schichten deuten. Mit ihnen sind oberkoblenzartige Tonschiefer verknüpft, die eine untermitteldevonische Fauna, hauptsächlich von Trilobiten, Korallen, Brachiopoden und Ostracoden führen. Der fazielle Charakter der Fauna ist der einer Mischung von bathyalen und neritischen Typen, vergleichbar den bekannten Schiefern von Leun. Im Gegensatz zu den Vorkommen des nahen Rupbachtales und der östlichen Lahnmulde ist das Alter der Porphyre hier untermitteldevonisch. Das Auftreten der Porphyre und der semibathyalen Fauna wird auf große Überschiebungen am Westrande der Lahnmulde zurückgeführt.

Gießen, Mineralogisches Institut, den 21. Januar 1914.

Besprechungen.

F. M. Jaeger: Eine Anleitung zur Ausführung exakter physiko-chemischer Messungen bei höheren Temperaturen mit besonderer Berücksichtigung des Studiums der Mineralsynthese und der Silikatchemie. Groningen bei J. B. Wolters' U. M. 1913. 152 p. Mit 35 Textfiguren.

Die in dem vorliegenden Buch besprochenen Methoden haben in neuerer Zeit für die Untersuchung von Mineralien so große Bedeutung gewonnen, daß es sich empfiehlt, auch von dieser Stelle darauf aufmerksam zu machen, um so mehr, als darin auf speziell mineralogische Probleme vielfach Bezug genommen ist. Die einschlägigen Gegenstände sind zwar kurz, aber klar und übersichtlich behandelt, und zwar in folgenden Kapiteln: 1. Temperaturmessung. 2. Die Einrichtung der Öfen und Heizapparate. 3. Die exakte Bestimmung der Gleichgewichtstemperaturen. 4. Die mikroskopische Untersuchung und Charakterisierung der festen Phasen. 5. Die optischen und thermischen Daten zur Charakteristik der Bodenkörper und den übrigen festen Phasen, welche bei Silikatuntersuchungen benützt werden können. 6. Einiges über andere Meßmethoden bei extremen Temperaturen. Am Schluß jedes Kapitels ist die betreffende Literatur ausführlich zusammengestellt. Es folgen Zusätze und Berichtigungen, sowie eine Anzahl von Tabellen, aus denen zu ersehen ist: 1. Die Änderung der elektromotorischen Kraft des Weston-Normalelements mit der Temperatur zwischen 10^0 und 25^0 C. 2. Thermometrische Fixpunkte, die zur Kalibrierung von Thermoelementen verwendet werden können. 3. Einige Fixpunkte zur Kalibrierung der optischen Pyrometer. 4. Eine Reihe exakt bestimmter Schmelzpunkte von Metallen und von unorganischen Salzen und Oxyden. 5. Einige Angaben über die Schmelzbarkeit feuerfester Materialien. 6. Die molekulare Schmelz-

wärme (Q), die spezifische Wärme pro Gramm der festen Substanz (C_s) und die spezifische Wärme pro Gramm des flüssigen Salzes (C_L) in der Nähe des Schmelzpunktes (T) (nach Goodwin und Kalmus). 7. Die wahre spezifische Wärme verschiedener Substanzen bei Temperaturen von 500° bis 1500° (White). 8. Die mittlere spezifische Wärme einiger Silikate zwischen 20° und 100° C (Schulz). 9. Die linearen Expansionskoeffizienten β einiger Metalle und anderer Materialien (Day und Holborn, Day und Sosman). 10. Einige viel vorkommende Dichten bei gewöhnlichen Temperaturen. 11. Der ungefähre spezifische Widerstand K einiger Metalle bei 18° C. 12. Die spezifische elektrische Leitfähigkeit K einiger geschmolzenen Salze (Aten; Goodwin und Mailey; Goodwin und Kalmus). 13. Brechungsindizes bei Zimmertemperatur einiger Flüssigkeiten, welche für die Immersionsmethode in Betracht kommen. Die Ausstattung ist, was Druck und Abbildungen anbelangt, gut. Schönheitsfehler sind die beständige Schreibweise: „Chaulness“ und besonders: „Nichol“sches Prisma.

Max Bauer.

H. Franke: Die Umrisse der Kristallflächen und die Anfertigung von Kristallmodellen. Stuttgart bei Ferdinand Enke. 1913. 112 p. mit 26 Texttafeln und 119 Textabbildungen.

Verf., nach dessen Ansicht das eigene Entwerfen und Anfertigen von Kristallmodellen nicht nachdrücklich genug empfohlen werden kann, behandelt in seinem Werk die Aufgabe, den Umriß einer Kristallfläche zu finden, die von irgend einer andern Fläche desselben Kristalls begrenzt wird. Er berechnet zu diesem Zweck eine große Anzahl von Hilfstafeln und erläutert deren Benützung, nicht nur für einfache Kristalle, sondern auch für Zwillinge, bei denen auch Flächen des zweiten Individuums an der Umgrenzung der Fläche des ersten teilnehmen. Hiebei nötige Hilfsrechnungen werden in einem besonderen Kapitel erläutert. Der Schwerpunkt des Ganzen liegt auf der praktischen Anwendung, die in einem besonderen Kapitel besprochen ist. Es handelt sich hier um Bestimmung von Kristallflächen, vor allem aber um die Anfertigung von Modellen. Von der Beibringung von Beweisen ist überall abgesehen. Diese Aufgabe ist in dem vorliegenden Buch in einer Vollständigkeit behandelt, wie in keinem anderen; es kann daher allen denen, die in der Lage sind, sich selbst Kristallmodelle aus Pappe herzustellen, empfohlen werden. **Max Bauer.**

Personalia.

Ernannt: Dr. **Percy Quensel**, Dozent an der Universität Upsala, als Nachfolger von Professor Dr. Helge Bäckström zum Professor der Mineralogie und Petrographie und Vorstand des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Stockholm.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. September 14553 1914 No. 17

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Geologisch-mineralogische Beobachtungen in Indien.

Von **Richard Lang.**

2. Rezente Braunerde- und Humusbildung auf Java und der Malayischen Halbinsel, nebst Bemerkungen über klimatische Verwitterung.

In einem in dieser Zeitschrift kürzlich erschienenen Aufsatz habe ich darauf hingewiesen, daß in Südostsumatra an der Erdoberfläche stets Braunerde und Humus sich befindet, und daß erst unter dieser Bodendecke Produkte der lateritischen Verwitterung aufzutreten pflegen. Auf Grund dieser überall dort wiederkehrenden Verhältnisse habe ich darauf geschlossen, daß auf Sumatra in geologisch jüngster Zeit eine Klimaänderung von weniger feuchtem zu feuchterem Klima stattgefunden haben muß. Zur Zeit der Lateritbildung muß eine vollständige Zersetzung des Humus erfolgt sein. Die meteorischen Niederschläge müssen somit geringer gewesen sein als zur Jetztzeit, in der infolge der gewaltigen Regenmengen, die das Land überschütten, keine vollständige Zersetzung der Humusbestandteile im Boden mehr möglich ist, so daß Braunerden und Humuserden sich bilden, und zwar genau in derselben Erscheinungsform, wie wir sie aus Mitteleuropa kennen [1].

Eine vierwöchige Reise durch Java, sowie eine zehntägige auf der Malayischen Halbinsel, die ich im Anschluß an meine Expedition ins Hinterland der Residentschaft Palembang auf Sumatra unternahm, ergab als überraschendes Resultat, daß auch hier an keiner Stelle des von mir in einer Längenerstreckung von ca. 2000 km durchreisten Gebietes rezente Lateritbildung zu beobachten ist und daß im wesentlichen genau die Ver-

[1] Bei Abfassung des ersten Aufsatzes waren mir die beiden großen Arbeiten von Volz über Nord-Sumatra nicht zugänglich. Erst nach meiner Rückkehr nach Deutschland konnte ich deshalb konstatieren, daß nach Volz auch in Nord-Sumatra rezenter Laterit nicht vorkommt. Denn ausdrücklich schreibt er (Bd. I, p. 213), was ich hiermit als Zitat nachholen möchte: „Wo Laterite auftreten, sind sie alt; jungdiluviale oder alluviale Laterite habe ich nirgends beobachtet." Auch werde ich erst jetzt auf die Arbeit von Vriens und Tijmstra über „Deli-Böden" (Internat. Mitt. für Bodenkunde 1912) aufmerksam, die gleichfalls darauf hinweist, daß in Deli in Ost-Sumatra ganz ähnliche Böden auftreten, wie in den südlich davon gelegenen Gebieten, welche in meiner ersten Arbeit behandelt sind.

witterungsweise der Gesteine und die Art der Bodenbildung sich findet, die ich in meinem ersten Artikel für Sumatra kurz charakterisiert habe. Die ungeahnt weite Ausdehnung des Fehlens der lateritischen Verwitterung in den feuchten Tropen veranlaßt mich, in diesem zweiten Aufsatz einige spezielle Züge über das Vorkommen der Braunerden und Humuserden auf Java und Malakka mitzuteilen und einige Hinweise zu geben auf so manche Frage der klimatischen Geologie und Mineralogie, die im Verlauf der Untersuchungen sich mir aufgedrängt hat.

Auf Java habe ich das Gebiet von Batavia im Nordwesten bis Pasoeroean[1] und dem Vulkan Bromo im Osten der Insel kennen gelernt.

Von Batavia bis in die Nähe von Buitenzorg einerseits und bis Poerwakarta andererseits fand ich an den über das umgebende Flachland, wenn auch nur um wenige Meter, sich heraushebenden Stellen mit geringer oder fehlender Bewachsung, überhaupt überall da, wo geneigte Flächen ein rasches Abfließen des Wassers erlauben, oder die Möglichkeit starker Sonnenbestrahlung eine rasche Austrocknung des Bodens herbeiführt, eine warme, rotbräunliche Färbung des Bodens. Überall hier ist die Braunerdebildung bis auf eine höchstens wenige Dezimeter mächtige oberflächliche Schichte beschränkt, während darunter tiefgründiger Laterit einsetzt. Vielfach läßt sich jedoch die genaue Dicke der Braunerdeschicht infolge der intensiven Bodenbeackerung und der damit immer wieder erfolgenden Durchmengung mit den tieferliegenden Schichten nicht feststellen und die rotbraune Färbung ist eine Folge dieser Durcharbeitung des Bodens, bei der eine rote Komponente dem normalerweise braun aussehenden Boden beigemengt wird.

Überall da aber, wo das Gelände stark bewachsen ist, etwa von dichtstehenden Bäumen, die die Bestrahlung des Bodens durch die Sonne hindern und damit die Verdunstung der Bodenfeuchtigkeit hemmen, oder wo die flache, hier fast stets durch die Sawahkultur (nasse Reispflanzung) eingenommene und so künstlich zu einem Sumpfgebiet verwandelte weitgedehnte Ebene sich erstreckt, findet sich selbst hier im Tiefland humusreicher bis schwarzer Boden. Schon beim Durcheilen der genannten Gebiete auf der Eisenbahn fällt dem beobachtenden Reisenden der fortwährende Wechsel zwischen rötlichen und graubraunen bis schwärzlichen Böden in die Augen. Zwischen den letztgenannten Erden sind die ersteren als rötlichbraune Flecke inselartig zerstreut. Dabei handelt es sich nicht etwa um verschiedenartige Gesteine, durch deren Verwitterung verschiedenfarbige Erden entstanden wären. Vielmehr ist das Flachland südlich und südöstlich von Batavia gleichmäßig von diluvialen und alluvialen Ablagerungen bedeckt.

---

[1] oe sprich u.

Was den Regenfall anbelangt, so stehen die Batavia zunächst gelegenen Gebiete noch unter 2000 mm jährlicher Regenhöhe, während dieselbe bei Poerwakarta noch unter 3000 mm bleibt, aber bei Buitenzorg ca. 4000 mm erreicht. Die letztere hohe Ziffer ist besonders auf die Nähe steil aufsteigenden Gebirges zurückzuführen. Während Batavia sich nur wenig über den Meeresspiegel erhebt, liegt Buitenzorg 270 m, Poerwakarta 82 m hoch. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt in Batavia 26° C, in Buitenzorg 24° C; die niedrigste in Batavia vorkommende Temperatur ist ca. 19° C.

Aus diesen Zahlen ersieht man, daß die Durchschnittstemperaturen im Tiefland sehr hoch sind. Wenn deshalb trotzdem humusreiche Erden hier sich finden, so ist dies ausschließlich auf die Stärke und lange Dauer der Durchfeuchtung dieser Böden zurückzuführen. Diese Durchfeuchtung geschieht einmal durch die hohen Regenmengen, die das Land überschütten [1] und von denen die genannten Zahlen ein ungefähres Bild geben. Dazu kommen aber noch die außerordentlich reichlichen Niederschläge im Gebirge, die im Gebirge der Westhälfte von Java über 4000 mm, in einem Fall über 7000 mm erreichen. Zahlreiche Bäche leiten die gefallenen Regenmengen ins Tiefland und so findet hier, vielfach durch kunstvolle Wasserbauten unterstützt, eine Ansammlung großer Wassermassen über einen beträchtlichen Teil des Jahres statt. Infolge der langanhaltenden intensiven Durchfeuchtung dieser Böden wird die Verwesung der Pflanzenreste gehemmt, da der Sauerstoff der Luft nur in vermindertem Maße zuzutreten vermag, und es bilden sich somit an Humus mehr oder weniger angereicherte Böden.

Anders überall da, wo die Regenmassen rasch abzufließen vermögen oder die Bodenfeuchtigkeit ungehindert zu verdunsten vermag. Hier kann der atmosphärische Sauerstoff seine oxydierende Wirkung unter Vermittlung von Bakterien an den pflanzlichen Überresten in vollem Maße entfalten und dem Boden werden somit nicht oder wenigstens, wie hier tatsächlich der Fall, nur in geringem Maße Humusbestandteile dauernd zugeführt. Deshalb scheint in den oben genannten rotbraunen Erden das Rot der darunterliegenden lateritischen Verwitterungsschichten mehr oder weniger deutlich durch. Ich möchte deshalb annehmen, daß die letztgenannten Böden unter Bedingungen entstanden sind und heute sich weiter bilden, unter denen die Braunerdebildung in der Nähe des Nullpunktes angekommen zu sein scheint. Ob wir aber unter solchen Verhältnissen die Grenze zur

[1] „Schwerlich fällt auf irgend einem Lande der Erde eine so ungeheure Regenmenge als auf Java." Junghuhn, Java. 2. Ausg. 1857. 3. p. 293. (Deutsche Übersetzung von Hasskarl.)

Lateritbildung zu suchen haben, möchte ich nicht entscheiden.

Die Frage der Lateritbildung kann meines Erachtens nur dort gelöst werden, wo echte rezente Lateritbildung nachgewiesen ist. Für die Grenze der Braunerdebildung sowohl als auch für die der Lateritbildung kommen jedoch nicht bloß die Faktoren gewisser Temperaturen und gewisser Regen-, Regenabfluß- und Verdunstungsmengen, sondern auch zahlreiche Momente in Betracht, die in den betreffenden Gesteinen begründet sind, wie ihre Lagerung und Schichtung, ihre Porosität und Zerklüftung, die Löslichkeit bestimmter Substanzen in ihnen, z. B. die Anwesenheit von Kalk, der die Tätigkeit der Humusbakterien und damit die Zerstörung des Humus günstig beeinflußt.

Gelangt man in die Gegend von Bandoeng und besonders von Garoet auf eine Meereshöhe von 700—800 m mit Durchschnittstemperaturen von 23° C bezw. 22° C, so treten nicht nur in den flachen Gebieten, sondern auch an den Hängen und den der Insolation direkt zugänglichen Stellen meist nur gelbe, braune und schwarze Farben der Braunerden auf. Darunter findet man in Einschnitten bei Bandoeng Laterit angeschnitten. Das Braunrot, das immer wieder aus den dunkleren und fahlerfarbenen Böden des Tieflandes hervorleuchtete, ist in den Hintergrund getreten oder fehlt. In den Niederungen, die meist der Sawahkultur eingeräumt sind, herrscht schwarzer humusreicher Boden. Derselbe Boden tritt auch da auf, wo die Reisfelder weit an den sanfter geneigten Hängen der Berge oft hoch hinaufsteigen und dann burgenartige, aus Erdreich bestehende Bauten aufgeführt sind, innerhalb deren das Wasser in den einzelnen Reisfeldern gestaut wird. Im Dezember 1913 boten sich die Sawahfelder um Garoet dem Auge des Beschauers von den Höhen rings um den Talkessel wie eine einzige kilometerlange und kilometerbreite Wasserfläche dar. Durch kunstvollen Aufstau werden die gefallenen Regenmassen möglichst gleichmäßig über die Felder verteilt und trotz der hohen Lufttemperaturen und der oft starken Erwärmung des in den Sawahfeldern stehenden Wassers durch die Sonnenbestrahlung blieben zu genannter Zeit die Felder dauernd überschwemmt. Daraus ergibt sich, daß gegenüber der fortwährenden Wasserzufuhr aus den Bergen oder durch Niederschläge an Ort und Stelle die Verdunstung in dieser Jahreszeit weit zurückbleibt, und es ist ohne weiteres klar, daß diese künstliche Wasseransammlung die Humusanreicherung in den Sawahböden außerordentlich begünstigt. Was die Regenmengen bei Bandoeng und Garoet betrifft, so ist die durchschnittliche jährliche Regenhöhe bei erstgenanntem Ort noch etwas unter 2000 mm, Bandoeng bildet damit eine kleine regenärmere Insel in regenreicherem Gebiet. Bei Garoet überschreitet die Regenmenge schon 3000 mm. Da jedoch die genannten Gegenden von hochaufragenden, mehrfach

2000 m Meereshöhe erheblich übersteigenden Bergen umsäumt sind, die durchschnittliche jährliche Regenmengen von 4000 mm und mehr aufweisen, so ergeben sich für die dort von diesen regenreichen Bergen herab die Täler durchfließenden und die Felder befeuchtenden Wassermengen noch beträchtlich höhere Werte, als es die für Bandoeng und Garoet angegebenen Regenzahlen erwarten ließen. Somit darf man annehmen, daß hier eine *größere Humusanreicherung* als im Tiefland aus dem Grunde stattfindet, *weil hier die Durchfeuchtung des Gebiets eine noch höhere ist, und auch die Temperaturen etwas niedrigere sind als dort.* Ein Plus an Feuchtigkeit sowohl als auch ein Minus an Temperatur bedeutet aber, jeder Faktor einzeln genommen, zugleich eine Hemmung der Tätigkeit der die Humusstoffe zerstörenden Bakterien.

Überall da, wo das *Gebirge zu größeren Höhen* bis auf 2000 m und mehr ansteigt, verschwinden, wie ich gleichfalls in der Umgebung Garoets zu beobachten Gelegenheit hatte, alle helleren Bodenfarben mehr und mehr und auch am steilen Gehänge treten die schwarzen Farben humusreicher Erden und reiner Humuserden hervor. *Offenbar hat weitere Vermehrung der Niederschläge* — sie betragen hier, wie schon erwähnt, bis über 4000 mm, am Goenoeng Geloenggoeng über 5000 mm — *und fortgesetzte Abnahme der Temperaturen es veranlaßt, daß nunmehr die Zerstörung von Humus geradezu verhindert wird.*

Vergeblich sucht man hier aber auch nach Produkten lateritischer Verwitterung an Stellen, die einen Einblick in die tiefer unter der Erdoberfläche liegenden Teile des Gebirges gestatten. Es wäre jedoch falsch, daraus den Schluß zu ziehen, daß die lateritische Verwitterung in früherer Zeit hier im höheren Gebirge überhaupt gefehlt habe. Der Grund des Fehlens derselben ist vielmehr darin zu suchen, daß wir uns in der Umgebung von Garoet in einem Gebiet junger und jüngster vulkanischer Tätigkeit befinden. Rings um den Talkessel von Garoet liegen Vulkane, wie der Goenoeng Geloenggoeng, der Papandajan und der Goentoer, die noch im Laufe der letzten zwei Jahrhunderte gewaltige, z. T. verheerende Ausbrüche gehabt haben. Die Eruptionen dieser Vulkane haben weithin *das Land mit ganz jungen Laven und Tuffen überdeckt*, die also zu der jetzt noch herrschenden Klimaperiode abgelagert wurden, da die Lateritbildung hier sich überhaupt nicht mehr vollzog. Die Produkte einstiger lateritischer Verwitterung mögen somit tief unter diesen jungen Ablagerungen begraben sein.

Weiter östlich im Tiefland bei *Djokjakarta* treten wieder an den Hängen die rotbraunen Verwitterungsfarben auf, die uns schon von der weiteren Umgebung Batavias her geläufig sind, aber auch hier ist die oberste Bodenschicht, soweit ich es beobachten

konnte, stets von Braunerde gebildet. Überall aber bis gegen das Ostende von Java, wo das Flachland sich erstreckt, herrscht die bräunliche bis schwarze Farbe der Böden.

Im östlichen Teil der Insel habe ich das Tenggergebirge mit seinem tätigen Vulkan Bromo näher kennen gelernt.

Auf ca. 700 m Meereshöhe fand ich dort an zwei Straßeneinschnitten noch deutlichen Laterit, der mehrere Meter von Braunerde überdeckt war. Man erkennt daraus, daß, wie auf Sumatra und im westlichen Teil von Java, so auch im östlichen Teil der Insel seinerzeit die Lateritbildung noch im Gebirge sich vollzog.

Als Ausgangspunkt für Ausflüge im Tenggergebirge dient das wegen seines relativ kühlen Klimas berühmte Sanatorium Tosari, das auf 1780 m Meereshöhe liegt, eine mittlere Jahrestemperatur von ca. 16° C hat (die Temperatur soll bis auf + 2° C sinken), und eine jährliche Regenhöhe von etwa 2000 mm aufweist. Im höheren Tenggergebirge sind, ebenso wie in der Gegend von Garoet, keine lateritisch verwitterten Gesteine erkennbar, weil offenbar auch hier junge vulkanische Aschenauswürfe und Lavenergüsse etwa vorhandene Produkte lateritischer Verwitterung zugedeckt haben. Deutlich kann man auch wieder beobachten, wie mit zunehmender Höhe — auf dem Penandjaan überschreitet sie 2700 m — der Humusreichtum der Erden zunimmt und allmählich reinem Humusboden von bis zu mehreren Metern Dicke Platz macht. Aus der ganzen Erscheinungsform desselben, wie auch aus Befunden von andern Orten, die ich weiter unten und in einem folgenden Aufsatz behandeln werde, muß ich auf das Vorhandensein von Rohhumus schließen.

(Schluß folgt.)

Über Ferrithöfe um Zirkon in Quarzporphyren und denselben nahestehenden Gesteinen.

Von Dr. **R. Grengg.**

Mit 1 Textfigur.

Seit längerer Zeit hat Verfasser Gelegenheit, Gesteine aus der Nachbarschaft radioaktiver Quellen für Herrn Professor Dr. M. Bamberger (Wien, Techn. Hochschule) petrographisch zu untersuchen. Bei diesen Studien wird besonderes Augenmerk auf das Vorkommen von Zirkon und auf eine etwaige Beeinflussung seiner Nachbarschaft infolge radioaktiver Einwirkung gerichtet.

Seitdem durch die Arbeiten besonders von Joly[1], Mügge[2],

[1] Phil. Mag. **13**. p. 381. 1907.

[2] Dies. Centralbl. Jahrg. 1907. p. 397 ff.; Jahrg. 1909. p. 65 ff., 113 ff., 142 ff.

Hövermann[1] der Zusammenhang zwischen pleochroitischen Höfen und der Radioaktivität des im Zentrum des Hofes sitzenden Kornes als bewiesen gelten kann, ist der Petrograph in der Lage, dem Chemiker bei Gesteinen, die Biotit, Chlorit, Hornblende, Turmalin, Cordierit etc. führen, beiläufige Angaben darüber zu machen, an welchen Gemengteil die Radioaktivität hauptsächlich gebunden sein dürfte.

Bei Untersuchung von Quarzporphyren der Fundpunkte St. Magdalena bei Bozen und Kühles Brünnl bei Bozen war die Suche nach pleochroitischen Höfen um Z. (Zirkon) in Biotit wegen dessen zumeist weit fortgeschrittener Zersetzung, einige Fälle ausgenommen, ohne Resultat[2]. Dagegen zeigten die relativ nicht seltenen Z. in allen untersuchten Schliffen, soferne sie in möglichst fein struierten Partien des in Quarz-Feldspataggregate entmischten Mikrofelsits eingebettet lagen, braunrote Säume. Letztere hatten je nach Größe und Form des Z., je nach der Quarzporphyrvarietät, deren Schliff vorlag, sowie je nach der Struktur der Umgebung verschiedene Intensität, Breite und Gestalt. Diese Höfe erwiesen sich bei starker Vergrößerung als vorwiegend aus feinstem rotbraunen Staub (Ferrit Vogelsang's[3]), öfter auch untermischt mit etwas gröberen durchsichtigen bis undurchsichtigen gelbroten bis schwarzbraunen Körnchen bestehend. In nächster Nähe des Z. war das Pigment am dichtesten gehäuft; die Ferritzone wird somit von innen nach außen zu lichter, verliert sich aber gewöhnlich nicht allmählich, sondern ziemlich unvermittelt in einer gewissen Entfernung vom Z. Größere Z. zeigten die Ferrithöfe gewöhnlich nur schwach, zuweilen gar nicht, während kleinere Körner dieses Minerals im selben Schliff sehr deutlich von Ferrit umsäumt waren. Mehrstündiges Glühen des Dünnschliffs bewirkte keine merkliche Veränderung dieser Höfe — in heißer Salzsäure verblaßten dieselben und verschwanden bei vielstündiger Einwirkung der Säure vollständig; in der Lösung ließ sich Eisen nachweisen. Das Verhalten gegen Salzsäure und in der Hitze sowie die Farbe weisen darauf hin, daß vorwiegend Fe_2O_3 im Pigment der Höfe um die Z. vertreten ist.

Da die Ferrithöfe in einigen der Schliffe recht auffällig

---

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. p. 321 ff.

[2] F. v. Wolff, der das Bozener Porphyrgebiet in einer neueren Arbeit behandelte, erwähnt keine pleochr. Höfe im Biotit. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVII. p. 72. 1903.

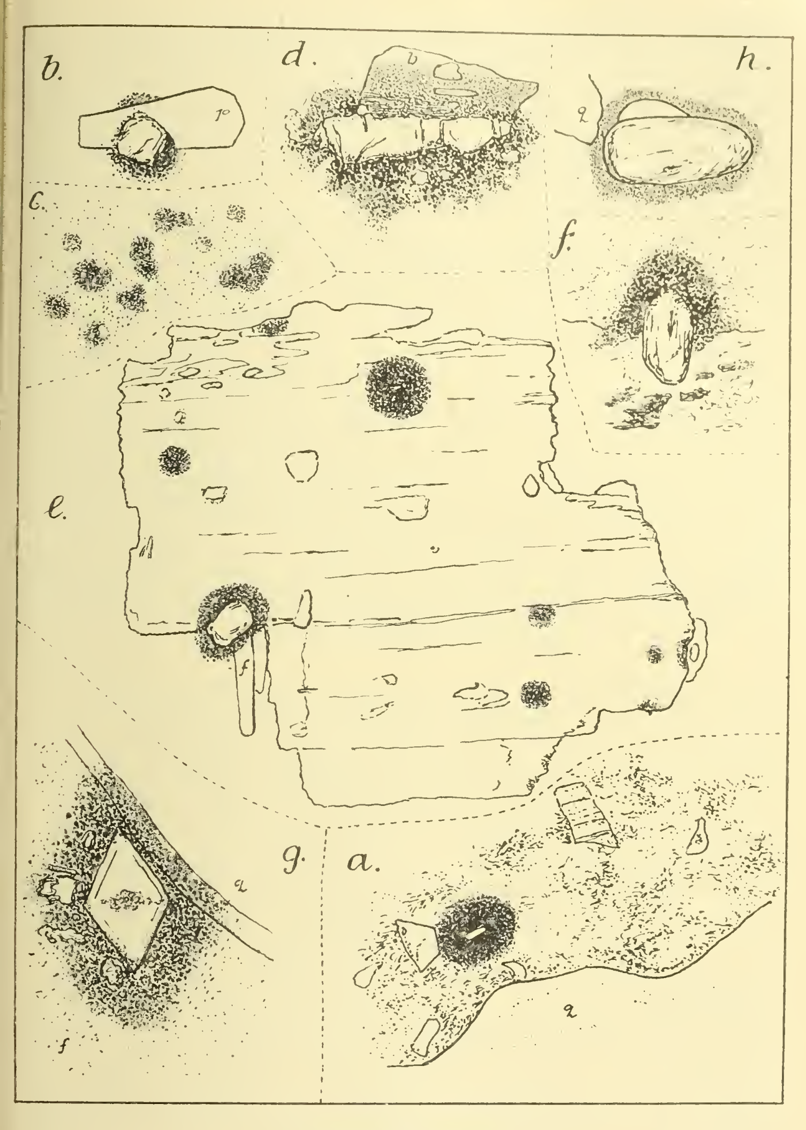
[3] Herm. Vogelsang, Die Kristalliten. Bonn 1875. p. 110. Vogelsang bezeichnet als Ferrite (im Dünnschliff) gelbe, rote oder braune erdige Substanzen in den verschiedensten Farbenabstufungen, nicht selten in Pseudomorphosen nach Eisenverbindungen. Sie bestehen in der Regel jedenfalls aus Eisenoxyd mit oder ohne Wasser, ohne daß diese Rostkörperchen mit einem bestimmten Mineral identifiziert werden können.

waren, wurde die Dünnschliffsammlung der Lehrkanzel für Min. u. Geol. der Techn. Hochschule in Wien nach ähnlichen Bildungen durchmustert. Unter ungefähr 400 durchgesehenen Schliffen hauptsächlich porphyrischer Gesteine (auch verschiedene körnige Massengesteine und krist. Schiefer wurden in Betracht gezogen) fanden sich bei den im nachstehenden aufgezählten Gesteinen mehr oder weniger deutliche gelbbraune bis dunkelrotbraune Höfe um Z. oder um Körnchen, die wegen ihrer Kleinheit nicht mehr mit Sicherheit als solcher erkannt werden konnten, aber keine diesem Minerale nicht entsprechende Eigenschaften zeigten. Da von den meisten der in Betracht gezogenen Gesteinen, die Bozener Porphyre ausgenommen, nur je ein Schliff vorlag, sind, um reinen Zufälligkeiten möglichst aus dem Wege zu gehen, nur jene Typen aufgezählt worden, wo die Hofbildung in mehreren Fällen im selben Schliff zu sehen war. Infolgedessen sind hauptsächlich nur jene Gesteine im nachfolgenden angeführt, in denen Z. relativ nicht spärlich vorkommt.

1. Quarzporphyr von St. Magdalena bei Bozen.

Alle Gesteinsproben, die vorliegen, haben rötlichbraune bis rötlichgraue Farbe, dementsprechend herrscht rötliche Tönung auch im Schliff vor. Die zumeist mikrofelsitische oder doch recht feinkörnige Grundmasse führt reichlich rotbraunes (Ferrit) und schwarzes (Opacit) staubfeines Pigment. Z. ist nicht gerade selten, er erzeugt, soferne er in der Grundmasse liegt, einen sehr deutlichen rotbraunen Hof rund um sich in ersterer (Fig. a). Im stark zersetzten Biotit fehlen pleochroitische Höfe auch dann, wenn das Zirkonkorn randlich liegt und einen Ferrithof außerhalb des Biotites besitzt. Die rotbraunen Höfe entsprechen in ihrer Gestalt dem Einschluß, den sie umschließen. In Quarz, frischen Feldspat setzen die Ferrithöfe der Grundmasse nicht hinein fort, sondern schneiden scharf an deren Durchschnitten ab. Wo in der Grundmasse Fragmente von Quarz oder Feldspat vorhanden sind, kann die Hofbildung rund um den Z. anscheinend eine völlig unregelmäßig lappige werden, da das Pigment den Kristallpartikeln ausweicht; aber auch in diesen Fällen reicht die kräftige Anfärbung nicht über eine gewisse ziemlich gleiche Entfernung rings um den Z. hinaus. Fig. b zeigt das Fortsetzen der Ferritzone um einen runden Z. über ein Plagioklaskorn (p) hinaus, das selbst keine Pigmentierung erhielt; die maximale Breite des Hofes betrug 0,042 mm. Die Ausmessung einiger anderer Z. samt zugehörigen Säumen ergab: Zirkonstäbchen (0,021 × 0,056 mm [1]) Fig. a); (B. (Breite) des zugehörigen sehr kräftigen H. (Hofes) 0,042 mm — Z.-artiges Körperchen (Durchm. 0,014 mm);

[1] Die beiden Zahlen bedeuten hier und im folgenden die Seitenlängen des kleinsten dem Z. umschriebenen Rechteckes — bei rundlichen Durchschnitten ist der mittlere Durchmesser angegeben worden.



Figurenerklärung.

a. Teil eines Schliffes des Quarzporphyrs von St. Magdalena bei Bozen (50fache Vergr.). In der feinkörnigen bis mikrofelsitischen Grundmasse, in der (unten) ein größerer Quarz (q) liegt, ist um ein Zirkonstäbchen ein sehr kräftiger, fast undurchsichtiger Ferrithof ausgebildet. — b. Ein teilweise in Plagioklas (p) liegender Zirkon erzeugt in der umliegenden Grundmasse einen Ferrithof, der, ohne den Feldspat zu

pigmentieren, über denselben hinaus fortsetzt. Quarzporphyr von St. Magdalena. — c. Runde Ferritflecken und Verschmelzung von solchen. Partie der Grundmasse des Quarzporphyrs von St. Magdalena. Diesen rotbraunen Pigmentanhäufungen fehlt gewöhnlich ein sicher wahrnehmbares Zentralkorn. — d. Der Ferrithof um einen Zirkon des Quarzporphyrs vom Kühlen Brünnl b. Bozen setzt als dunkle Zone in den angelagerten Biotit (b) fort. — e. Normal zur Spaltbarkeit geschnittener Biotit aus dem Granitporphyr von Rochesson (Vogesen). Im Biotit pleochroitische Höfe; der pleochroitische Hof um ein Zirkonkorn am linken unteren Rand setzt in die Grundmasse als Ferrithof fort, letzterer wird durch ein Feldspatkorn (f) teilweise unterbrochen. — f. Umgebung eines an der Grenze von unzersetzter und stark mit Calcit durchschwärmter und veränderter Grundmasse liegenden Zirkon (Granophyr von Maroggio Bissone (Luganer See-Geb.). Die Ferritzone ist nur in dem noch relativ frischen Teil der Grundmasse sichtbar. — g. Zirkonkriställchen in stark bestäubtem Orthoklas (f) nahe dessen Grenze gegen Quarz (q). Um den Z. deutlicher rotbrauner Ferritsaum, der in den Quarz nicht hinein fortsetzt (Vergr. ungef. 200fach). Granophyr Mte. Arbustoro (Luganer See-Geb.). — h. Zirkon aus dem Hyalodacit, Klausenburg (Siebenbürgen). Rings um den Z. ist ein hellgelbbrauner Hof entwickelt, der einen ersterem aufgelagerten Quarzsplitter unberührt läßt.

B. d. kreisrunden H. 0,028 mm — Z. (0,042 × 0,046 mm); B. d. H. ungef. 0,021 mm — kleines Z.-artiges Körnchen; B. d. H. 0,021 mm — Z. (0,028 × 0,049 mm); B. d. H. 0,042 mm, der Hof war infolge Eingreifens von Kristallfragmenten gelappt. — In den Schliffen fanden sich des öfteren kreisrunde Ferritflecken mit winzigen Interpositionen (vermutlich Z.) im Zentrum. Oft konnten solche Zentralkörperchen überhaupt nicht wahrgenommen werden, entweder weil sie tatsächlich fehlten oder von submikroskopischer Größe waren; da die Ferrithöfe Schnitte von Kugelschalen darstellen, können mehr tangentiale Schnitte den Mangel eines Kernes gleichfalls bedingen. Der Radius dieser Flecken (Fig. c) schwankt gewöhnlich zwischen 0,014 und 0,042 mm, vielfach verschmelzen die Ferrithäufchen und werden zu größeren wolkigen bis streifigen Ansammlungen braunroten Staubes, wobei aber die Tendenz der Verdichtung des Pigments um Zentren noch häufig zu sehen ist. Diese Art der Verteilung des Ferrites war in mehreren Schliffen der Bozener Gesteine und auch bei Porphyren anderer Lokalitäten zu sehen. Während die Ferrithöfe um die Z., wie noch gezeigt werden wird, mit großer Wahrscheinlichkeit auf radioaktive Einwirkung sich zurückführen lassen, muß es vorläufig unentschieden bleiben, ob die Häufung kernloser Ferritflecken an manchen Stellen von Quarzporphyrdünnschliffen mit Radioaktivität zusammenhängt oder nicht.

2. Quarzporphyr vom Kühlen Brünnl bei Bozen.

Die Gesteinsproben sind hellgraubraun bis dunkelgrauviolett. Im Schliff zeigt sich die mikrofelsitische bis deutlich körnige Grundmasse stark bestäubt (Ferrit und Opacit). Biotit ist noch ziemlich frisch, Interpositionen von Z. und zirkonartigen Körperchen in demselben lassen gewöhnlich pleochroitische Höfe wahrnehmen. Um die Z. der Grundmasse finden sich braunrote Ferrithöfe doch durchschnittlich von geringerer Intensität als bei den Porphyren von St. Magdalena. Um Z. (0,140 × 0,028 mm), der an ein Biotitblättchen angrenzte, war in der Grundmasse ein ungef. 0,035 mm breiter Ferrithof, im Glimmer ein gleich breiter dunkler Saum (pleochr. Hof) vorhanden (Fig. d). Um Z.-artige Körnchen waren im Biotit desselben Schliffes pleochr. Höfe von durchschnittlich 0,021 mm Breite ausgebildet. — Einen nur einseitig entwickelten rotbraunen Saum, B. 0,035 mm, zeigte ein Z. (0,077 × 0,175 mm), in einem anderen Fall war um einen kleineren Z. ein Ferrithof (Radius 0,028 mm) exzentrisch ausgebildet, die Mitte des Hofes war eine Ecke des Z. Bei größeren Z. sind die Ferritzonen gewöhnlich nur angedeutet, ein Z. (0,140 × 0,090 mm) zeigte so gut wie keinen Saum. Kreisrunde, in der Mitte schwer bis undurchsichtige braunrote Pigmentanhäufungen ohne deutlich erkennbaren Zentralkörper hatten einen mittleren Radius von 0,038 mm.

3. Quarzporphyr, Zangenberg bei Cavalese (Süd-Tirol).

Um die spärlichen Z. z. T. sehr intensive rotbraune Höfe, B. derselben 0,042—0,056 mm.

4. Quarzporphyr, Teplitz (Böhmen).

Die Grundmasse ist ferritreich, um die spärlichen Z. war gewöhnlich ganz deutlich eine Anreicherung braunroten Staubes (B. d. H. ungef. 0,021 mm) sichtbar, ein größerer Z. (0,042 × 0,112 mm) hatte nur einen sehr undeutlichen Hof (B. ungef. 0,014 mm).

5. Granitporphyr, Rochesson (Vogesen).

Z. ist ziemlich reichlich, er ist Ursache schöner pleochr. Höfe in dem randlich chloritisierten Biotit. Um Z. der Grundmasse finden sich Ferrithöfe, an einigen Stellen, wo derselbe am Rande der Biotitdurchschnitte lag, konnte die Fortsetzung des pleochr. Hofes als Ferritsaum in die Grundmasse gut wahrgenommen werden. Allerdings steht der Ferritsaum dem pleochr. Hof an Schärfe der Begrenzung, Regelmäßigkeit und Deutlichkeit nach. — Fig. e stellt diesen Biotitschnitt (normal zur Spaltb.) dar. Der Pleochroismus des Glimmers war hellgelbbraun—rotbraun, im pleochr. Hof, um den Z. waren die Farben entsprechend dunkler. Der große pleochr. Hof am oberen Rande hatte einen Radius = 0,049 mm, in seiner Mitte lag ein winziges Zentralkorn. Der randlich liegende Z. (0,070 × 0,084 mm) besaß

einen 0,021 mm breiten pleochr. Hof und einen Ferritsaum von 0,014 mm; dort, wo das Feldspatkorn f an den Z. anschließt, ist der Ferrithof auf eine ganz schmale Rinde zurückgegangen. — Ausmessungen anderer Ferrithöfe im selben Schliff: Z. (rundes Korn von 0,042 mm Durchm.); B. d. H. 0,021 bis 0,028 mm — Z. (0,042 × 0,056 mm); B. d. H. 0,014 mm — Z. (Durchm. 0,042 mm); B. d. H. 0,014—0,021 mm — Z. (0,056 × 0,098 mm); B. d. ganz schwachen H. 0,014 mm — Z. (0,042 × 0,070 mm); B. d. H. im Maximum 0,028 mm — Z. (0,032 × 0,048 mm); B. d. pleochr. H. im Biotit 0,021 mm.

6. Quarzporphyr, Schwärz bei Halle.

Um kleine zirkonartige Körnchen ist in der Grundmasse ein lichtbräunlichroter Saum nur angedeutet oder fehlt auch ganz. Auch die pleochr. Höfe um Z. im Chlorit sind nicht kräftig und von schwankender Intensität.

[7. Felsitporphyr, Regenberg bei Friedrichroda.

Charakteristisch für den Schliff waren zahlreiche runde Ferrithäufchen und Verschmelzungen derselben. Die intensiv rotbraunen Flecke haben Radien von 0,028—0,035 mm. Z. fehlen, Erzpartien (opak, schwarz) sind nicht selten von einem roten Saum umgeben. Es ist fraglich, ob gewöhnliche Zersetzung oder radioaktive Wirkung Ursache der Ferritansammlungen ist.]

8. Felsitporphyr, Elfdalen.

Die winzigen Z. zeigen, sobald sie in den ferritreichen Schichten dieser gebänderten Varietät liegen, deutliche, wenn auch nicht gerade intensive rotbraune Höfe. B. eines H. 0,014 mm.

9. Mikrogranit (Quarzporphyr), Kammersberg, Ilmenau (Thüringen).

Z. ist relativ nicht selten, die Intensität der rotbrauen Säume um denselben schwankt, manchmal sind dieselben nur angedeutet. Z. (0,098 × 0,056 mm) B. d. H. (schwacher gelblicher Saum) 0,014 mm. Außer mit Zentralkorn (Zirkon) finden sich intensiv braunrote Flecken ohne solches; Radius dieser Pigmentanhäufungen im Mittel 0,035 mm.

10. Mikrogranit (Quarzporphyr), Heiligensteintal (Thüringen).

Z. sehr selten, er zeigt nur in seiner nächsten Umgebung eine ganz schwache rotbraune Staubschichte. Die Grundmasse ist braun bestäubt (ferritreich).

11. Granophyr (Quarzporphyr) Fontaine Laquiante, Kirnecktal (Vogesen).

Grundmasse ferritreich, bei allen Z. sind rotbraune Höfe, bei vielen allerdings nur angedeutet, vorhanden.

12. Granophyr, Roßkopf bei Barr, Kirnecktal (Vogesen).

Grundmasse ferritreich; um sehr spärliche Körnchen, die Z. sein dürften, finden sich recht intensive dunkelbraunrote Höfe von 0,042 mm B. im Maximum. — Erzmassen sind vorhanden, stellenweise zeigen dieselben Säume ähnlich wie sie um die Z. auftreten, doch kann hier auch bloß einfache Ausfärbung infolge von Verwitterung vorliegen.

13. Granophyr, La Boule bei Markirch (Vogesen). Im Turmalin schöne pleochr. Höfe; um die Z. der ferrit- und opacitreichen ziemlich grob struierten Grundmasse dagegen nur ganz schwache Andeutung von Ferrithöfen.

14. Granophyr (Übergang in Felsophyr), Melano Rovio (Luganer See-Geb.).

Z. ist selten, er erzeugt mehr oder weniger deutliche Ferrithöfe. Ein Z. in einem stark rotbraun bestäubten Plagioklas hatte einen etwas exzentrischen dunkelrotbraunen H. von 0,028 mm mittlerer B.

15. Granophyr (Überg. in Felsophyr), Maroggia Bissone (Luganer See-Geb.).

Die Grundmasse ist ferritreich, sphaerolithisch struiert und nicht arm an Z. mit sehr deutlichen rotbraunen Ferrithöfen. Ein an einer calcitreichen, mit anderen Zersetzungsprodukten untermengten Partie des Schliffes liegender Z. (0,056 $\times$ 0,098 mm) zeigte bloß an der Seite, mit der er in die eigentliche Grundmasse eingriff, einen Schuh (B. 0,042 mm) von rotbraunem Pigment (Fig. f). Um Z. (0,098 $\times$ 0,112 mm) war ein 0,042 mm breiter H. sichtbar. Die hier schon öfters erwähnten Anhäufungen von Ferrit in Form runder Flecken, in denen ein Zentralkörper nicht zu unterscheiden ist, sind zahlreich vorhanden; Radius derselben im Max. 0,042 mm.

16. Granophyr (Überg. in Felsophyr), Mte. Arbustoro (Luganer See-Geb.).

Die Grundmasse, die arm an Z. ist, führt Ferrit und Opacit. Während um einen größeren Z. keine Spur eines Ferrithofes zu sehen war, ließ ein kleinerer Z. von rhomboidem Durchschnitt (Diagonalen: 0,049 $\times$ 0,070 mm) einen rotbraunen Saum von 0,042 mm B. erkennen. Das Kriställchen (Fig. g) lag in einem bestäubten Orthoklas (f) unfern der Grenze desselben gegen ein größeres Quarzkorn. Der Ferritsaum folgte annähernd der Kontur des Z., griff aber nicht auf den Quarz über. (In der Figur nicht gut zu sehen, da die Grenze Orthoklas—Quarz stark geneigt zur Schliffebene verläuft). Limonitfärbungen auf Sprüngen und an der Peripherie mancher Gemengteile sind häufig, doch leicht und sicher vom Pigment der Ferrithöfe zu unterscheiden.

17. Felsophyr (Felsophyrfacies d. Granophyr), zwischen Grantolla und Cugliate (Luganer See-Geb.).

Die gelbbraune Grundmasse ist reich an Opacit und größeren opaken schwarzen Massen, letztere vielfach mit gelbbrauner

schwacher Ausfärbung. Z. ist spärlich, sehr schmale gelbbraune bis dunkelbraunschwarze Höfe umschließen denselben.

18. Hornblendeporphyrit, Mte. Selva (Luganer See-Geb.).

In den grauen (opacitführenden) Teilen der Grundmasse fehlt Z. mit Höfen; in den ziemlich scharf davon abgegrenzten ferritführenden Partien des Schliffs ist spärlich Z. aber mit ganz deutlichen braunroten Säumen anzutreffen. Z. (Durchm. d. rundl. Korn 0,042 mm); H. 0,042 mm B. — Um Z. (0,021 × 0,060) in Chlorit war ein 0,021 mm breiter pleochr. H. ausgebildet.

19. Granit, Altendammer Forst (Pommern).

Dort, wo Z. im Bereich stark zersetzter und bräunlich bestäubter Mineralkomponenten (z. B. Feldspat) liegt, zeigt sich Andeutung eines braunroten Saumes rund um denselben.

20. Rhyolith, Treskovac (unt. Donau).

Grundmasse ferritreich, zirkonartige kl. Körnchen nicht gerade sehr selten, um dieselben finden sich deutliche rotbraune Säume. Z. (0,007 × 0,028 mm); H. von 0,014 mm B. — Kreisrunde dunkelbraunrote Flecken mit unsicher bis gar nicht wahrnehmbarem Zentralkörper hatten Radien von 0,035—0,042 mm.

21. Sanidin-Oligoklas-Trachyt, Mte. della Madonna (Euganeen).

Ganz schwacher bräunlicher Saum um Z. eben angedeutet.

22. Hyalodacit, Klausenburg (Siebenbürgen).

Die Grundmasse des Schliffs ist hellgraugelb und nicht stark bestäubt; um den relativ nicht seltenen Z. sind schmale, aber deutlich wahrnehmbare hellgelbbraune Höfe vorhanden. Die H. lassen auch bei starker Vergrößerung keine Pigmentkörnchen erkennen. Ein Z. (0,077 × 0,154 mm), dem ein schmaler Quarzscherben auflagerte, zeigte einen rundum ausgebildeten H., der Quarz zeigte keine Anfärbung; B. dieses H. 0,024 mm (Fig. h). — Z. (0,112 × 0,084 mm); B. d. H. 0,014 mm. — Z. (0,056 × 0,098 mm), B. d. H. 0,014 mm.

Einige andere zirkonführende Schliffe, die nach Ausbildung der Grundmasse wohl Hofbildungen von der beschriebenen Art hätten erwarten lassen, zeigten dieselben nicht. Es waren dies: Keratophyr, Pasel a. Lenne (Westfalen); Liparit, Eisenbach b. Schemnitz (Ungarn); Liparitpechstein, Hlinik b. Schemnitz (Ungarn); Trachyt, Perlenhardt (Siebengebirge).

Die aufgezählten Beobachtungen zusammengefaßt ergeben, daß Anreicherung von Ferrit um Z. bei ziemlich fein struierter Umgebung, die aber einen gewissen Grad von Porosität besitzen muß, auftritt. Schöne, regelmäßige Ferrithöfe fanden sich infolge-

dessen um Z., die im frischen oder entmischten Mikrofelsit eingebettet lagen, in einigen wenigen Fällen zeigten sich die gleichen Höfe um Z. in stark bräunlichrot bestäubten unfrischen Feldspaten. Im allgemeinen sind die Ferrithöfe in porphyrischen Gesteinen von rötlicher Farbe (die also an und für sich ferritreich sind) anzutreffen; sie sind am häufigsten in den Quarzporphyren deutlich ausgebildet. In den jüngeren Eruptivgesteinen waren Ferrithöfe um Z. entweder nur angedeutet oder fehlten vollständig. Gewöhnlich zeigten die kleineren Z. die Hofbildung viel intensiver als die größeren.

Für den Zusammenhang der Ferrithöfe mit radioaktiver Einwirkung von seiten der Z. spricht das Fortsetzen der pleochroitischen Höfe in die Ferrithöfe, wie es besonders im Granitporphyr von Rochesson an einigen Stellen zu sehen war. Auch die Dimensionen der Ferritsäume stimmen überein mit denen der pleochr. Höfe [1], nirgends war ein Saum breiter als 0,056 mm, in den meisten Fällen war die Färbung um den Z. auf eine beträchtlich schmälere Zone beschränkt.

Die äußere Begrenzung des Ferritraumes ist gewöhnlich ähnlich der des eingeschlossenen Z., auch das Hinausreichen des Hofes über Splitter anderer Minerale, welche selbst frei von der Pigmentierung bleiben, erinnert an das Verhalten pleochroitischer Höfe. Solche können z. B. im Biotit auch dann auftreten, wenn ein Quarzkörnchen Biotit und Z. trennt. Ersteres vermag die α-Strahlen nicht abzuschirmen, wird aber selbst nicht in einer im Dünnschliff merkbaren Weise verändert. Ein direkter Beweis für den Zusammenhang zwischen der an Beimengungen des Zirkons gebundenen Radioaktivität und den Ferritsäumen kann schwerlich experimentell erbracht werden. — Der Freundlichkeit des Herrn Dr. Georg Weissenberger verdankte Verfasser einige Tropfen einer konz. $RaBr_2$-Lösung. Etwas von dieser Lösung wurde auf einer geeigneten Stelle eines abgedeckten Schliffes eines Quarzporphyrs (St. Magdalena b. Bozen) eintrocknen gelassen. Das Ergebnis dieses von vorneherein aussichtslosen Versuches war nach drei Wochen noch ein durchaus negatives. Um die Z. findet sich besonders bei den Quarzporphyren von St. Magdalena eine sehr intensive, vorwiegend aus Fe_2O_3 bestehende Ferritzone. Gegen die Annahme, dieselbe sei ursprünglich gleichzeitig mit der Auskristallisation des Z. entstanden, spricht ihre regelmäßige Form, die frei von Fließungserscheinungen ist, die der Grundmasse sonst nicht fehlen; auch wäre nicht einzusehen, warum dann bei den größeren Z. desselben Gesteins diese Zonen schwächer entwickelt sind oder ganz fehlen. Man könnte auch daran denken, die Ferrit-

[1] Vgl. die zahlreichen Ausmessungen pleochr. Höfe in der Arbeit von Hövermann, l. c.

höfe für Ausfärbungen eisenreicher Einschlüsse der Z. infolge Verwitterung zu halten. Thürach[1] erwähnt Zersetzungserscheinungen an Z. in Form rotbrauner Färbungen, welche als Überzüge oder Infiltrationen von Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat zu betrachten sind, und welche durch Verwitterung von wahrscheinlich Magnetiteinschlüssen der Z. entstanden sein könnten. Vielleicht sind die Thürach aufgefallenen rotbraunen Überzüge teilweise ident mit den hier beschriebenen Ferrithöfen. Die Ferrithöfe aber auf Verwitterung von Einschlüssen des Z. zurückzuführen, war in den im vorliegenden untersuchten Fällen nicht möglich, weil die Z. fast durchwegs frei oder sehr arm an Einschlüssen waren, selbst keine Färbung zeigten und die Ausfärbung infolge Verwitterung von Erzen in manchen Schliffen neben den Ferrithöfen zu sehen und von diesen gewöhnlich deutlich verschieden war.

Der bereits erwähnte Versuch, wo $Ra\,Br_2$-Lösung am Schliff eintrocknen gelassen wurde, mußte mißlingen, weil in der Porphyrgrundmasse so gut wie kein Eisen in einer Form vorhanden ist, das durch radioaktive Strahlung z. B. als Oxyd ausgeschieden werden könnte und so die Veranlassung zum Entstehen rotbrauner Höfe um die $Ra\,Br_2$-Kriställchen geben würde. Die Grundmasse der Quarzporphyre und verwandten Gesteine besteht aus dem sog. Mikrofelsit, der frisch, nach Rosenbusch[2], ein feldspatähnliches Silikat von stark saurem Charakter darstellt, das bei den Quarzporphyren von hohem Alter in ein Quarz-Feldspatgemenge gewöhnlich zerfallen ist. Eisen ist in dem Mikrofelsit nur wenig vorhanden und mechanisch beigemengt als Ferrit, Opacit sowie in jüngeren Gesteinen an Kristallite gebunden. Die Meinungen darüber, ob der Gehalt an Ferrit in den Quarzporphyren ein ursprünglicher sei, oder durch Zersetzung und Oxydation von Eisenoxydulsilikaten später entstanden sei, sind geteilt. — Hövermann[3] erwähnt, daß um Z. natürlicher Gesteinsgläser (z. B. Obsidian von Krabla, Island) niemals eine Färbung im Glase zu bemerken war. Auch ein zwei Monate mit $Ra\,Br_2$ bestrahlter Obsidiandünnschliff (von Krabla, Island) zeigte nach dem gleichen Autor keine Änderung.

Für die Erklärung der Ferrithöfe um die Z. bleibt, falls man Radioaktivität als deren Entstehungsursache annimmt, kaum eine andere Annahme als die, daß eisenhaltige Lösungen, die im betreffenden Gesteine zirkulierten, unter Einfluß von radioaktiven Strahlungen der Beimengungen des Z. unter vorwiegend Fe_2O_3-

---

[1] Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titan-Mineralien in den Gesteinen. Verhandl. d. phys.-med. Ges. zu Würzburg. N. F. **18.** (1884.) p. 213.

[2] Mikroskopische Physiographie. **2.** 2. H. p. 775 ff.

[3] l. c. p. 331.

Abscheidung zersetzt worden sind. Die Zersetzung erfolgte nur im Bereich der Reichweite der Strahlen, wodurch die Höfe entstanden und um so intensiver wurden, je länger die Einwirkung andauerte und wahrscheinlich, je mehr Eisensalze in Lösung waren. — Bekannt ist z. B. die Zersetzung des Wassers unter O-Abscheidung, die Abscheidung von Jod aus einer Lösung von Jodoform in Chloroform unter Einfluß radioaktiver Strahlen. Eisencarbonat (Spateisenstein) wird nach Doelter[1] bei Behandlung mit Radium mehr bräunlichgelb, wohl durch Oxydation des Eisenoxyduls.

Eine direkte Entscheidung über die Frage, ob die Ferrithöfe ihre Entstehung der Wirksamkeit von radioaktiven Substanzen in den Zirkonen verdanken, kann vielleicht durch Mineraltrennung und vergleichende Messungen der betreffenden Porphyre und ihrer Mineralkomponenten nach dem von G. Weissenberger[2] angewendeten Verfahren herbeigeführt werden. Auch sollen Versuche angestellt werden über das Verhalten von Eisenlösungen, besonders solchen, die bei Verwitterungsvorgängen von Gesteinen in Betracht kommen gegenüber Radiumpräparaten und radioaktiven Mineralen. Das Resultat dieser Untersuchungen wird vielleicht Schlüsse über einen etwaigen Zusammenhang zwischen Rotfärbung infolge Fe_2O_3-Auscheidung und der Radioaktivität des betreffenden Gesteines erlauben. Über die hier angedeuteten Untersuchungen, die zurzeit im Gange sind, aber längere Zeit beanspruchen, wird später berichtet werden.

Reiner Z. ist nach C. Doelter[3] und anderen Forschern nicht radioaktiv, sondern verdankt die Radioaktivität geringen Beimengungen von wahrscheinlich vorwiegend Thorium-Verbindungen.

Die Ferrithöfe sind zuweilen einseitig kräftiger entwickelt oder liegen in einzelnen Fällen exzentrisch zum Z.; dies scheint darauf hinzudeuten, daß, vorausgesetzt es liegt tatsächlich eine radioaktive Entstehungsursache vor, die aktive Substanz örtlich im Z. angereichert ist. Auch das Zurücktreten des Ferritsaumes oder dessen Fehlen bei größeren Z. könnte damit erklärt werden, daß die radioaktive Beimengung im Kern des Kristalls angereichert ist und die Wirkung der Strahlen durch die peripheren Schichten dieses Minerals abgeschwächt oder aufgehoben wird.

Es ist anzunehmen, daß die Beimengungen, die die Radioaktivität des Zirkons bedingen, nicht durchweg im Z. aufgespeichert sind, sondern auch sonst noch z. B. in der Grundmasse vorhanden sein werden. Die Ferrithäufchen (Fig. 1 c, p. 521), ohne

[1] Das Radium und die Farben. Dresden 1910. p. 40.

[2] Zeitschr. f. anorg. Chemie. 88. Heft 1.

[3] Min. u. petr. Mitt. 29. p. 258. 1910; Sitzber. Akad. Wiss. Wien. **119**. Abt. I. p. 181. 1910; siehe auch O. Mügge, dies. Centralbl. 1909. p. 148; A. Gockel, Chemiker-Zeitung 1909. No. 126.

erkennbaren Zentralkörper und trotzdem nicht selten fast undurchsichtig infolge massenhafter Anhäufung des rotbraunen Pigmentes, scheinen darauf hinzudeuten, da sie für tangentiale Schnitte von Ferritschalen um Z. viel zu häufig auftreten. — Allerdings könnten diese Ferrithäufchen ursprünglich bereits vorhanden gewesen sein oder durch Zerfall eisenreicher Verbindungen sowie durch Limonit-Infiltration entstanden gedacht werden. In letzterem Falle müßte aber eine weitere Veränderung des Limonits zu dem braunroten Pigment stattgefunden haben.

Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie d. k. k. techn. Hochschule in Wien, April 1914.

Die ersten fossilen Reptilreste aus Deutsch-Südwestafrika und ihre geologische Bedeutung.

Von **Ernst Stromer** in München.

Mit 2 Textfiguren.

Im vorigen Sommer erhielt ich zu meiner großen Freude von Herrn Hauptmann Brentano-Bernarda in Kabus bei Keetmanshoop geschenkweise eine Sendung von Fossilien, die ich der hiesigen paläontologischen Staatssammlung übermittelte. Bei ihrer großen Bedeutung veranlaßte ich den glücklichen Entdecker, die anscheinend an Wirbeltierresten reiche Fundstelle weiterhin abzusuchen. In zuvorkommendster Weise sandte er mir nochmals Material, weiteres kann ich aber erst nach längerer Zeit und nicht mit Sicherheit erwarten, da der eben erst zum Major Beförderte leider kürzlich verstarb.

Angesichts der Wichtigkeit, welche die Entdeckung des ideal gesinnten Offiziers für die Geologie unseres Schutzgebietes hat, und da sich diese Bedeutung schon mit dem mir vorliegenden Material einwandfrei feststellen läßt, sehe ich mich veranlaßt, jetzt schon kurz darüber zu veröffentlichen.

Es handelt sich fast ausschließlich um Reste von Mesosauridae, die, abgesehen von einem Stückchen von Ganikobes halbwegs zwischen Keetmanshoop und Gibeon und einem vom Ostrande des Kabus-Trockentälchens, alle auf dem Hügel des Hauptmannshauses in Kabus gefunden sind. Major Brentano sammelte sie teilweise an der Oberfläche, die meisten kamen aber bei Sprengungen zum Zweck von Baumpflanzungen aus $\frac{1}{2}$ — 1 m Tiefe zutage. Das fossilführende Gestein steht also ganz oberflächlich auf dem Hügel an, der sich etwa 20 m über das Kabus-Flußbett erhebt. Es ist ein sehr fester Tonschiefer von grünlichgrauer bis hellgrauer Farbe und so feingeschichtet, daß er im Querbruche wie gebändert aussieht. Er spaltet nach Schichtflächen in 1 — 5 cm dicke Platten und ist in eckige, selten über 1 dm große Stücke zerbrochen,

deren alte Bruch- und Schichtflächen durch Eisenüberzug braun gefärbt sind.

Offenbar handelt es sich um den wie verfestigter Bänderton aussehenden dickbankigen hellen Schiefer, den Range (1912. p. 30 und 52) als besonders bei Keetmanshoop verbreitet und als Hangendstes seiner „*Eurydesma*-Stufe" angibt und mit dieser zusammen der Ecca-Stufe zurechnet. Nach seiner freundlichen brieflichen Mitteilung ist die 30 km lange Strecke von Keetmanshoop bis Kabus von einer Diabasdecke eingenommen, unter der die nur lokal aufgeschlossenen Schiefer verborgen sind. Vielleicht verdanken sie ihre Härte der Frittung durch dieses Eruptivgestein.

Wie bei den brasilianischen und bisherigen südafrikanischen Funden von Mesosauridae sind von den Knochen höchstens dürftige Reste erhalten, das übrige nur in Abdrücken. Durch Kochen mit Salzsäure entfernte ich die Knochenreste und Eisenansätze und erhielt so sehr scharfe Negative. Leider waren von den 36 Stücken nur bei zweien Platte und Gegenplatte gefunden worden und von mehreren sind, den frischen Brüchen nach zu schließen, die anhängenden Teile verloren gegangen. Anscheinend handelte es sich ursprünglich in der Hauptsache um ziemlich vollständige und wenig aus dem Zusammenhang gebrachte Skelette, öfters auch um durcheinander geworfene Reste, bei welchen sich aber mehrfach die Form einzelner Wirbel und Rippen besonders gut sehen läßt. In dem mir jetzt schon vorliegenden Material sind überhaupt fast nur Rippen und Wirbel, vor allem der Brustregion, vorhanden. An einem Brustkorbstück von 8 cm Länge lassen sich z. B. bis 9 der gleichartigen dicken einköpfigen Rippen zählen, auch feine Bauchrippen sind hier wie mehrfach zu beobachten. Auf einer $1\frac{1}{2}$ dm langen und bis 1 dm breiten Platte aber ist die Lenden-, Becken- und vordere Schwanzregion mit den Chevrons und mit einer bis auf die meisten Zehenglieder vollständigen Hinterextremität (Fig. 1) erhalten und auf einem kleinen Plättchen neben mindestens 9 Brustrippenenden die fast vollständige Hand (Fig. 2).

Da ich also ganze Skelette und Schädel nicht habe, kann ich eine genaue Bestimmung kaum ausführen. Jedenfalls ist kein Anhaltspunkt gegeben, daß es sich um andere Reste als von Mesosauridae handelt. Weil von deren zwei Genera nur *Mesosaurus* in Südafrika vorkommt, überdies nichts für die große Rumpfwirbelzahl von *Stereosternum* spricht, wird es sich wohl nur um Angehörige jener Gattung handeln. Nach Broom (1908) kommen überhaupt nur drei Arten in gleichaltrigen Schichten vor: *Mesosaurus tenuidens* Gervais, vertreten durch drei Stücke, zwei Vorderhälften und eine Hinterhälfte des Körpers, so daß diese Art bis auf das Schwanzende und den überhaupt noch unbekannten Detailaufbau des Schädels vollständig bekannt ist, *M.* (= *Ditrocho-*

saurus) capensis Gürich sp., vertreten durch Gürich's (1889) Original, einen Rumpf mit Vorder- und Hinterextremitäten eines jungen Tieres, und durch Seeley's (1892) Vorderhälfte eines Individuums, endlich *M. pleurogaster* Seeley (1892), fast nur in Brustkorbresten mit einem Hinterfuß bekannt. Da es sich also nie um vollständige Skelette handelt und da Reste von weit getrennten Fundorten und Vorder- und Hinterhälften kombiniert werden müssen, ist diese Systematik noch unsicher. Die ersten zwei Arten sollen sich in den Proportionen des Schädels und Halses sowie der Ober- und Unterarmknochen unterscheiden, die dritte sich jedoch nach Seeley (1892) vor allem durch die sehr zahl-

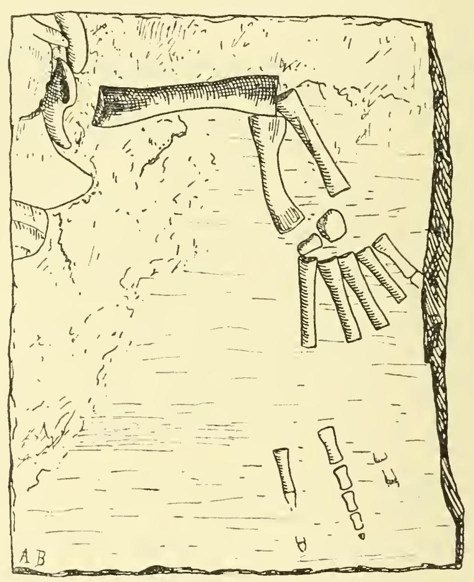


Fig. 1. Hinterextremität. *Mesosaurus* sp. Kabus, Deutsch-Südwestafrika.

reichen und feinen Bauchrippen auszeichnen. Dazu kommt noch *M. brasiliensis* Mc Gregor aus Parana, der mit den anderen Arten noch nicht genauer verglichen worden ist.

Das erwähnte größte Stück (Fig. 1) gleicht nun in allen wesentlichen Punkten dem Original von *Ditrochosaurus capensis* Gürich (1889) so vollkommen, daß ich es zu dieser Art rechnen muß. Es ist z. B. die Fibula distal ebenfalls nur wenig schräg abgestutzt, was nach Gürich's (l. c. p. 650) und meinen Beobachtungen *Mesosaurus* von *Stereosternum tumidum* unterscheidet, es ist im Tarsus gleichfalls nur ein größeres Tibiale (Tritibiale nach Rabl. 1910. p. 280) und ein kleineres Fibulare verknöchert, welches übrigens wie bei Gürich's (1889) und bei Broom's (1904) Original

von Nieuwoudtville von der Fibula entfernt dicht am Oberende des Metatarsale 5 oder 4 liegt, und das Oberende des Metatarsale 5 befindet sich ebenfalls etwas oberhalb der Oberenden der übrigen 4 Metatarsalia. Bei allen sonstigen Hinterfüßen von Mesosauridae außer bei einem Exemplar von *Mesosaurus brasiliensis* (Mc Gregor in White 1908. Taf. III Fig. 5) liegt dieses Ende in oder sogar etwas unter dem Niveau der Enden der ersten 4 Metatarsalia, es sind dort auch 5 knöcherne Tarsalia vorhanden, das fünfte ist allerdings fast stets sehr klein und bei Broom's (1904) genanntem Original anscheinend noch nicht verknöchert.

Wie die Größenverhältnisse der Tabelle (p. 536) zeigen, hängen diese Unterschiede mit dem Lebensalter der erhaltenen Tiere zusammen. Gürich's Original gehört, wie Broom (1908. p. 379) schon erwähnte, einem jungen Tier an, mein Stück einem wenig älteren, was sich nicht nur in einer kleinen Größenzunahme äußert, sondern auch darin, daß das Tibiale und Fibulare keine kreisförmigen Knochenkerne mehr sind, sondern ersteres längsoval, letzteres ungefähr rechteckig ist [1]. Nur die Tibia ist auffälligerweise nicht länger als bei ersterem, auch ist das Oberende der Fibula nach der tibialen Seite hin stark verbreitert, was aber nicht genügt, um eine systematische Trennung zu rechtfertigen.

Erwähnenswert ist übrigens, daß die 4. Zehe fünf Glieder hat, wie bei allen Mesosauridae, und wie bei diesen deutlich länger als das 4. Metatarsale und etwas länger als das 5. ist, welches immer etwa doppelt so lang als das erste Metatarsale ist. Die Länge des 1. bis zum 5. Metatarsale nimmt aber stets deutlich zu, ebenso übrigens auch die Länge der 1. bis 4. Zehe, während die 4. kaum länger als die 5. ist, soweit es die Zehenglieder anlangt. Diese Proportionen sind also bei allen Mesosauridae sehr konstant und verändern sich auch nicht bei der Größenzunahme. Das 5. Metatarsale bildet endlich einen größeren Winkel mit dem 4. als die übrigen untereinander, da wie gewöhnlich bei Mesosauridae die 5. Zehe von den anderen etwas absteht.

Das Stück von Kabus schließt sich also nicht nur eng an Gürich's Original an, sondern vermittelt auch ein wenig zu erwachsenen *Mesosaurus*-Resten. Ich halte deshalb für zweifellos, daß *Ditrochosaurus* nur eine Jugendform einer *Mesosaurus*-Art ist, kann aber noch nicht entscheiden, von welcher. Einstweilen genügt ja die erwähnte Feststellung der Zugehörigkeit zu *Mesosaurus (Ditrochosaurus) capensis* Gürich sp. Was dessen Verhältnis zu *M. brasiliensis* Mc Gregor aus Parana anlangt, so sei hier nur erwähnt, daß Mc Gregor's Text mehrfach nicht mit seinen Figuren

---

[1] Bei einem noch jüngeren Individuum von *Stereosternum tumidum* ist nach Osborn (1903. Fig. 17a. p. 484) im Tarsus nur das Tibiale verknöchert.

übereinstimmt. Er gibt nämlich (p. 327) an, daß das 5. Metatarsale fast doppelt so lang als das erste sei, nach seiner Fig. 5 Taf. 3 und Fig. 1 p. 309 ist es aber kürzer als sonst bei Mesosauridae, und er rechnet als Zehengliederzahl (p. 327) 2, 3, 4, 5, 3, während seine Rekonstruktion in Fig. 1 p. 309 wohl richtig 2, 3, 4, 5. 4 zeigt. Die Fibula gleicht nach seinen Abbildungen sehr der meines Stückes und wenn er (p. 326) das Verhältnis der Länge des Unter- zum Oberschenkel zu $\frac{3}{5}$ angibt, so stimmt das auch für dieses wie für Broom's Original (1904) von Nieuwoudtville, während es bei Gürich's Original $\frac{3}{4,3}$ beträgt[1]. Die relative Kürze des Metatarsale 5 kann jedenfalls vorläufig einen Beweis für die Artunterscheidung des *Mesosaurus brasiliensis* von *capensis* abgeben.

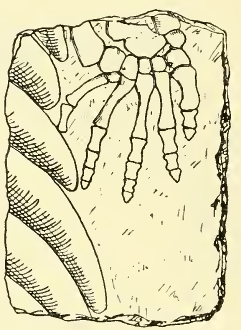


Fig. 2. Hand von *Mesosaurus* sp. Kabus, Deutsch-Südwestafrika.

Was die vorzüglich erhaltene Hand von Kabus anlangt (Fig. 2), so beweist die Verknöcherung der Carpalia und ihre Größe, daß sie einem erwachsenen Tiere angehörte, das, wie die Tabelle (p. 536) zeigt, größer war als die andern südafrikanischen, fast so groß wie das Original von *Mesosaurus brasiliensis* Mc Gregor (in White 1908. Taf. 2. Fig. 2), bei welchem ein Radiale und 5. Carpale nicht verknöchert gewesen zu sein scheint.

Der Carpus ist höchst bemerkenswert, denn es ist nicht nur ein Ulnare und ein großes Intermedio-Centrale mit noch angedeuteter Verwachsungslinie und mit einem Loch dazwischen für eine Arteria interossea vorhanden, sondern auch ein kleines fünfeckiges Radiale. Ein solches ist bei *Mesosaurus* bisher noch nicht beobachtet worden und bei *Stereosternum* nur bei einem Exemplar in Berlin als ganz kleiner rundlicher Knochenkern (Jaekel 1909.

[1] Mc Gregor l. c. fand bei 2 Exemplaren von *Stereosternum tumidum* dieses Verhältnis $\frac{4}{7}$, ich aber bei zwei $\frac{3}{4,6-4,7}$, sein Unterschied ist also so gering gegenüber *Mesosaurus*, daß es kein genügendes Trennungsmerkmal abgibt.

Fig. 17. p. 609, Rabl 1910. p. 279); es verknöchert eben bei Mesosauridae selten und sehr spät. Distal davon sind 5 Carpalia vorhanden, die, abgesehen vom 4., vom 1. zum 5. an Größe abnehmen.

Von den Metacarpalia ist das 1. wie auch sonst bei Mesosauridae am breitesten, das 5. am schlanksten und das 3. wie meistens am längsten. Aber das 5. ist eben kürzer als das 1., was noch ausgesprochener bei dem *Mesosaurus* von Calvinia der Fall ist (Broom 1908. p. 380), während sonst, auch bei *Ditrochosaurus capensis* Gürich, das 5. etwas länger als das erste ist. Wie öfters, steht dieses 5. distal etwas stärker von den andern ab, seine Fingerglieder sind nicht alle erhalten. An den andern sind aber die Glieder in natürlicher Lage bis zu den letzten da, die im Gegensatz zu der Zeichnung, welche Jaekel (1909. Fig. 17. p. 609) von *Stereosternum tumidum* gab, breit und dreieckig sind. Darnach hat auch der 4. Finger, der wie auch sonst bei *Mesosaurus* nicht länger, sondern eher kürzer als der 3. und über doppelt so lang als der 1. ist, nur 4 Glieder. Osborn (1903. p. 488) wie Jaekel (1909. p. 610) gaben für *Stereosternum tumidum* 5 Glieder an, jedoch schon Mc Gregor (1908. p. 325) machte darauf aufmerksam, daß das junge Exemplar, auf das Osborn als Beleg verwies (l. c. p. 483. Fig. 17a), nur 4 Glieder zeigt[1].

Was die systematische Zugehörigkeit der Hand von Kabus anlangt, so ist sie schwer zu bestimmen, da die Größenverhältnisse der Mesosauriden-Hände etwas variabel zu sein scheinen und manches noch nicht genau genug beschrieben ist. Broom (1908) rechnet zu *Mesosaurus (Ditrochosaurus) capensis* Gürich Seeley's Stück von Kapstadt (1892. Taf. 18. Fig. 5), was mit deren Proportionen bis auf den relativ langen 3. Finger des ersteren gut übereinstimmt. Mein Stück unterscheidet sich davon durch die relative Kürze des 5. Metacarpale sowie des 1. Fingers. Von *Mesosaurus brasiliensis* kann die relative Länge von dessen Metacarpale 1 und Digitus 1 unterscheiden und von *M. tenuidens* Gervais die relative Länge von dessen Metacarpale 5 und Digitus 1. Am nächsten steht vielleicht Broom's (1908) Exemplar des *M. tenuidens* von Calvinia, von dem aber zu wenig Vergleichbares bekannt ist.

Über die sonstigen Reste des *Mesosaurus* von Kabus brauche ich mich hier nicht weiter zu verbreiten. Ich will nur noch erwähnen, daß die Brustrippen der Mesosauridae, welche bei meinen Stücken fein längsgestreift und im Querschnitt so ziemlich kreisförmig sind, sowie ihre Wirbel ein Beispiel von Pachyostose bilden,

---

[1] Über die verschiedene Auffassung des Carpus durch Jaekel (1909) und Rabl (1910. p. 284) kann ich mich hier ebensowenig verbreiten, wie über dessen vergleichend-anatomische Bedeutung.

	Ditrochosaurus capensis Gürich 1889				1. Stück von Kabus				*M. pleurogaster* Seeley 1892		*Mesosaurus* von Nieuwoudtville nach Broom 1904		*St. tumidum* nach Cope 1885	
	lang	Mitte breit	oben breit	unten breit	lang	Mitte breit	oben breit	unten breit	lang	breit	lang	breit[1]	lang	breit
Ischium	11	7	—	—	12,5	8,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Femur	21,5	2	—	3	24,5	3,5	5,1	5,2	—	—	34,5	6,5	38	—
Tibia	15	1,5	3	2	15	2	3,5 ca.	3	—	—	20,5	5	20 ca	—
Fibula	—	2,5	—	3,5	15,6	2,1	5,1	3,5	—	—	—	—	25	—
Tibiale	4	?4	—	—	4	3,5	—	—	—	—	—	—	?9	?6
Fibulare	3	?3	—	—	2	3	—	—	—	—	—	—	?7	—
1. Metatarsale .	—	—	—	—	6,7	1,5 ca.	—	—	10	—	8,7	4	9	—
2. " .	7	1,75	—	—	9	1,5	—	—	14	—	12,4	3,2	12	—
3. " .	10	1,75	—	—	11	1,5	—	—	15	—	15	3,2 ca.	14	—
4. " .	10,5	1,75	—	—	11,9	1,5	—	—	17	—	16,5	3,3	16	—
5. " .	11	1	—	—	12,5	1,5	—	—	20	—	18	2,8	17,5	—
			Gliederzahl				Gliederzahl			Glieder-Zahl		Glieder-Zahl		Glieder-Zahl
1. Zehe	—	—	—	—	—	—	—	—	7	2	7,3	2	—	2
2. "	—	—	—	—	—	—	—	—	12	3	12,2	3	—	3
3. "	—	—	—	—	—	—	?3+	—	17	4	16	4	—	4
4. "	10,5+	—	3+	—	15	—	5	—	21	5	20,5	5	?20 ca	?5
5. "	6,5+	—	1+	—	13+	—	?4	—	21	4	21,4	4	—	4

[1] Broom hat wohl stets die größte Breite angegeben.

	M. tenuidens Gervais		*M. tenuidens* von Calvinia Broom 1904		*Ditroch. capensis* Gürich 1889		*Mesosaurus* Seeley 1892 (Broom 1904)		2. Stück von Kabus		*M. brasiliensis* Mc Gregor 1908, Taf. 2	
	lang	breit	lang	breit	lang	breit	lang	breit	lang	Mitte breit	lang [2]	breit
1. Metacarpale . .	4,5	—	4,8	—	3	1,12	4,8	2,5 [1]	5,6	2	6,2	1,9
2. „ . . .	5,5	—	5,6	—	5	0,9	6,5	1,7	8,1	1,5	8	—
3. „ . . .	5,8	—	5,5	—	5	0,9	6,8	1,5	8,5	1	8,5	—
4. „ . . .	5,5	—	5,5	—	5	0,9	6,4	1,5	8	1	8,5	—
5. „ . . .	5	—	4,3	—	4,5	0,75	5,2	1,2	5,5	1	—	—
						Glieder-Zahl		Glieder-Zahl		Glieder-Zahl		Glieder-Zahl
1. Finger	?3,4 [2]	2	—	—	?3,5 [2]	2	?4,5	2	3,8	2	6	2
2. „	?5,5	3	—	—	?5	3	?6,3	3	7,2	3	8,5	3
3. „	?7	?	—	—	?7,5	4	?7,2	4	8,5	4	—	—
4. „	?7	?	—	—	?7,5	?4	?7+	3+	8,3	4	—	—
5. „	—	?	—	—	?5+	2+	?6	3	3,8+	1+	—	—

[1] Wohl größte Breite.

[2] Längen von mir nach den Abbildungen gemessen.

wie sie nach ABEL (1912. p. 93 ff.) bei Lungenatmern, die bewegtes Wasser bewohnen, mehrfach vorkommt. Er nennt jedoch dabei die Mesosauridae auffälligerweise nicht. Wie er (l. c. p. 138) aber schon bemerkte, dürften sie in ihrer Fortbeweguugsart Molchen und Krokodiliern geglichen haben. Es waren sicher dem Wasserleben angepaßte Formen. Ein Vergleich ihrer als Flossen funktionierenden Extremitäten z. B. mit denen des Krokodiliers *Geosaurus* zeigt deshalb manche bemerkenswerte Ähnlichkeit, nur ist bei diesem die 5. Zehe in Rückbildung und der Unterschenkel und noch mehr der Arm verkürzt entsprechend einer viel stärkeren Anpassung an dieses Leben[1].

Jedenfalls genügen die kurz beschriebenen Reste zu einem genaueren Vergleich der grauen Tonschiefer mit den andern Ablagerungen, welche Reste von Mesosauridae enthalten. In Südafrika sind solche bisher nur in meist schwärzlichen, aber weiß verwitternden Schiefern (White band) gefunden worden, die nach ROGERS und DU TOIT (1909. p. 189 und 193) das Hangendste ihrer Dwyka-Stufe bilden und konkordant von den Ecca-Schiefern überlagert werden[2].

Die oberen Schiefer der Dwyka-Stufe (Kimberley shales und White band) enthalten nun nach jenen (1909. p. 193) und nach BROOM (1909. p. 285 ff.) nicht nur wie die unteren Schiefer Reste weniger Gefäßkryptogamen, sondern auch solche eines Krebses (*? Anthrapalaemon*), von Fischen (Palaeoniscidae: *Elonichthys*) und der oben genannten drei *Mesosaurus*-Arten; jedoch erst aus der Ecca-Stufe kennt man eine reichlichere Flora und Vertreter mehrerer Sauriergruppen, darunter aber keine Mesosauridae mehr.

In Großnamaland dagegen wird das Glazialkonglomerat nach RANGE (1912. p. 29) von Schiefern überlagert, in welchen unmittelbar über dem Tillit bei Itsawisis, also 12 km nördlich von Kabus, sowie bei der Farm Gaus südöstlich von Gibeon Reste von *Eurydesma* cfr. *globosum* DANA sich fanden[3].

[1] Auf die strittige systematische Stellung der Mesosauridae gehe ich nicht ein. Wie JAEKEL (1909. p. 608) von so einseitig spezialisierten Formen einerseits Sauropterygia, andererseits Ichthyosauria ableiten will, kann ich jedenfalls nicht begreifen (OSBORN 1903. p. 490, STROMER 1912. p. 102 und 123). Die abweichenden Körperproportionen, die Pachyostose, die größere Länge der Hinterbeine und die Spreizung der wohl mit Schwimmhäuten versehenen Zehen (MC GREGOR 1908. p. 325, 327. STROMER 1910. p. 112) zeigen eine ganz andere Art der Anpassung an das Wasserleben an als bei jenen. Auch v. HUENE (1914) lehnt soeben eine Abstammung der Ichthyosauria von Mesosauridae ab.

[2] HATCH und COSTORPHINE (1909. p. 222 ff.) bezeichnen die ganze unterste Abteilung der Karooformation als Ecca-Stufe und beschränken den Namen Dwyka auf das in deren Mitte befindliche Glazialkonglomerat (= Tillit). Ich schließe mich hier der genaueren Einteilung von ROGERS an.

[3] Von letzterem Fundort erhielt ich kürzlich durch gütige Vermittlung Leutnants VON OELHAFEN eine kleine Kollektion von *Eurydesma*-

Von Ganikobes beschrieb ferner SCHRÖDER (1908) Palaeoniscidae und eine *Conularia* aus Konkretionen der schwarzen Schiefer, welche nach RANGE (1912. p. 30) von den helleren überlagert werden, in welchen ich nun dort und bei Kabus Mesosauridae nachwies[1]. Offenbar ist also in unserem Schutzgebiet größerer Fossilreichtum der oberen Dwyka-Schiefer vorhanden und herrschen kompliziertere Verhältnisse als in den bisher bekannten Fundorten Südafrikas. Denn es lassen sich zwar die Schichten, welche Landpflanzen und Palaeoniscidae sowie ganz oben *Mesosaurus* enthalten, mit den Kimberley shales und dem White band gleichstellen, welche dort den Tillit überlagern, es ist hier aber eine marine Schicht mit *Eurydesma* eingeschaltet. Sie folgt genau, wie es KOKEN (1904) aus dem Salt Range Indiens beschrieb, unmittelbar dem Tillit. In Indien sind auch *Conularia* vorhanden, während die andern in Südafrika über dem Tillit gefundenen Fossilien nicht bekannt sind. Die anscheinend mit den Palaeonisciden zusammen in Groß-namaland vorkommende *Conularia* läßt übrigens auch die schwarzen Schiefer als marin erscheinen, so daß hier also eine Folge von glazialen und fossilführenden marinen und ? Süßwasserablagerungen erschlossen ist, welche für stratigraphische Vergleiche Südafrikas mit Indien, Australien und Südamerika äußerst wichtig erscheint.

Eine große Bedeutung hat vor allem die Prüfung der Beziehungen mit Südamerika. Dort sind nicht nur die einzigen außerhalb Südafrikas vorkommenden Mesosauridae (*Mesosaurus* und *Stereosternum*) in Sao Paulo und Parana in Südbrasilien (COPE 1885, WOODWARD 1897, GEINITZ 1899 und MC GREGOR 1908) sowie in benachbarten Gebieten, Villa Rica in Paraguay (FRECH 1902. p. 627) und Cerro Lago in Nord-Uruguay (BROILI in K. WALTHER 1911. p. 590), sondern auch mit den südafrikanischen nahe verwandte Pflanzen gefunden worden, weshalb man eine innige festländische Verbindung beider Gebiete für die permische Zeit annahm (z. B. KOKEN 1907. p. 526 ff. und Karte, WILLISTON 1909. p. 400, HAUG 1911 II. p. 824 und Fig. 272. p. 817). Die *Mesosaurus*-Funde im südöstlichen Deutsch-Südwestafrika scheinen dies nun zunächst zu bestätigen, denn bisher waren nur im zentralen Südafrika bei Kimberley usw. sowie in der westlichen Kapkolonie

---

Schalen, die Dr. RANGE selbst gesammelt hat, von Itsawisis aber einen über 16 cm dicken Baumstamm sowie durch Major BRENTANO graue kalkreiche Tuten-Mergel, die schon SCHRÖDER (1908. p. 695) von dort erwähnte, und ein 6 cm dickes Holzstück. Die fossilen Hölzer zeigen leider fast keine feinere Struktur und bestehen nach gütiger Auskunft Herrn Prof. WEINSCHENK's seltsamerweise aus kohlensaurem Kalk voll Apatitnadeln. In Calcit verwandeltes Gymnospermenholz beschrieb schon GOTHAN (1908) aus der Gegend von Keetmanshoop.

[1] Nach seiner letzten brieflichen Mitteilung sammelte Major BRENTANO bei Ganikobes viel versteinertes Holz.

bei Calvinia und bei Nieuwoudtville im Buschmannland solche Reste nachgewiesen, jetzt sind sie auch unter dem 18° ö. L., also um ein weniges näher bei den südamerikanischen Fundorten bekannt.

Der Nachweis mariner Ablagerungen unter diesen westlichsten Fundschichten Südafrikas erweckt aber jedenfalls Bedenken gegen jene theoretische Fortsetzung des Gondwana-Kontinentes, zum mindesten gegen deren bisher angenommene große Breite. Es ist auch daran zu erinnern, daß E. Philippi (1904. p. 338 ff.), Corstorphine und anderen folgend, geneigt war, die südliche Fazies des Dwyka-Konglomerats für eine marine Driftbildung anzusehen und daß Koken (1907. p. 508 und 527) die *Mesosaurus* führenden Schichten für wahrscheinliche Küstenablagerungen und die Mesosauridae selbst für Bewohner von Deltas und Ästuarien erklärte. Damit würde übereinstimmen, daß mit *Stereosternum* in Sao Paulo nach Derby (in Cope 1885. p. 10 und 1888, p. 187) *Schizodus* und *Myalina*, vielleicht auch *Conocardium*, also marine Muscheln vorkommen. In Santa Catharina und Rio Grande do Sul sind aber marine Fossilien noch nicht gefunden worden und White scheint auch die Bestimmbarkeit und marine Natur der eben genannten Muschelreste für noch unerwiesen zu halten (White 1908. p. 231, 232). Es ist auch auffällig, daß an den Fundorten, an welchen *Mesosaurus*-Reste zahlreich und wohlerhalten vorkommen, wie z. B. in Jrathy in Parana und in Kabus, andere Fossilien noch nicht nachgewiesen sind. Die oben erwähnte Plumpheit des Brustkorbes der Mesosauridae beweist endlich nicht, daß sie Bewohner der Brandungszone oder auch nur marine Tiere waren, denn die Seekühe mit ähnlich plumpen Rippen leben jetzt nicht nur an Küsten, sondern auch in großen Strömen.

Literatur.

Abel, O., Grundzüge der Palaeobiologie der Wirbeltiere. Stuttgart 1912.

Broom, R., Observations on the structure of *Mesosaurus*. Trans. S. afric. philos. Soc. **15**. p. 103 ff. Kapstadt 1904.

— Notes on the species of *Mesosaurus*. Ann. S. afric. Mus. **4**. Pt. 8. p. 379—380. London 1908.

— An attempt to determine the horizons of fossil Vertebrates of the Karoo. Ebenda. **7**. Pt. 3. p. 285 ff. 1909.

Cope, E. D., A contribution to the Vertebrate paleontology of Brazil. Proc. Amer. philos. Soc. **23**. p. 1 ff. Philadelphia 1885.

Derby, A., Mitteilung eines Briefes — über Spuren einer carbonen Eiszeit in Südamerika etc. N. Jahrb. f. Min. etc. 1888. II. p. 172 ff. Stuttgart 1888.

Frech, Fr., Lethaea palaeozoica. **2**. p. 460 u. 617. Stuttgart 1897—1902.

Geinitz, H. B., Sur *Stereosternum tumidum* Cope provenant de Sao Paulo. Ann. Soc. géol. Belge. **25** bis, p. 1 ff. Liège 1899.

Gervais, P., Zoologie et Paleontologie générales. § 5. p. 223 ff. Paris 1867—69.

GOTHAN, Einige von Dr. LOTZ in Deutsch-Südwestafrika gesammelte fossile Hölzer. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **60**. Monatsber. p. 22 ff. Berlin 1908.

GÜRICH, G., *Ditrochosaurus capensis* etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **41**. p. 641 ff. Berlin 1889.

HATCH and COSTORPHINE, The geology of South Africa 2. edit. London 1909.

HAUG, E., Traîté de Géologie. **2**. Paris 1909—11.

v. HUENE, Ichthyosaurier der schwäbischen Trias. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. p. LXXXIX. Stuttgart 1914.

JAEKEL, O., Über die ältesten Gliedmaßen der Tetrapoden. Sitzungsber. Ges. naturf. Freunde. 1909. p. 587 ff. Berlin 1909.

KOKEN, E., *Eurydesma* und der Eurydesmen-Horizont in der Salt Range. Dies. Centralbl. 1904. p. 94 ff. Stuttgart 1904.

KOKEN, E., Indisches Perm und die permische Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. etc. Festband. p. 446 ff. Stuttgart 1907.

MC GREGOR, On *Mesosaurus brasiliensis* n. sp. from the Permian of Brasil. WHITE. p. 302 ff. Rio de Janeiro 1908.

OSBORN, H. F., The Reptilian subclasses Diapsida and Synapsida etc. Mem. Amer. Mus. natur. hist. **1**. p. 481 ff. New York 1903.

PHILIPPI, E., Das südafrikanische Dwyka-Konglomerat. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **56**. p. 304 ff. Berlin 1904.

RABL, C., Bausteine zu einer Theorie der Extremitäten. I. Teil. p. 278 ff. Leipzig 1910.

RANGE, P., Geologie des Deutschen Namalandes. Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete. Heft 2. Berlin 1912.

ROGERS and DU TOIT, An introduction to the geology of the Cape Colony. London 1909.

SCHRÖDER, H., Marine Fossilien in Verbindung mit permischem Glazialkonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. Jahrb. kgl. Preuss. geol. Landesanstalt. 1908. **29**. p. 694 ff. Berlin 1908.

SEELEY, H. G., The Mesosauria of South Africa. Quart. Journ. geol. Soc. **48**. p. 586 ff. London 1892.

STROMER, E., Neue Forschungen über fossile lungenatmende Meeresbewohner. Fortschr. naturw. Forsch. **2**. p. 83 ff. Berlin 1910.

— Lehrbuch der Palaeozoologie. **2**. Leipzig 1912.

WALTHER, K., Über permotriassische Sandsteine und Eruptivgesteine aus dem Norden der Republik Uruguay. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXI. p. 575 ff. Stuttgart 1911.

WHITE, J. C., Final Report. Comm. estudos das minas de Cervão de Pedra do Brazil. Rio de Janeiro 1908.[1]

WILLISTON, S. W., The faunal relations of the early Vertebrates. Journ. of Geol. **17**. p. 389 ff. Chicago 1909.

WOODWARD, A. SMITH, On a new specimen of the Mesosaurian Reptile, *Stereosternum tumidum* etc. Geol. Magaz. Dec. 4. **4**. p. 145—147. London 1897.

[1] Herr Kollege v. HUENE hatte die große Güte, mir dieses wichtige Werk zu leihen.

Besprechungen.

Carl Elschner: Corallogene Phosphat-Inseln Austral-Oceaniens und ihre Produkte. Für Phosphat- und Superphosphat-Interessenten, Geologen, Chemiker und Forschungsreisende bearbeitet. Lübeck bei Max Schmidt 1913. 118 Seiten mit zahlreichen Tafeln und Abbildungen.

Verf. ist als Ingenieur-Chemiker Fachmann auf dem Gebiete der Phosphatindustrie und mit den Lagerstätten durch eigene Erfahrung bekannt. Das vorliegende, mit Unterstützung des Reichskolonial-Amtes herausgegebene Buch behandelt — nach einem ersten allgemeinen Kapitel über Phosphate p. 1—12 — besonders das Phosphatvorkommen der Insel Nauru (deutsche Marshall-Inseln) p. 13—61.

Den eigentlichen Kern von Nauru bildet eine wieder gehobene Koralleninsel, jetzt aus dolomitisiertem Korallenkalk bestehend[1], bedeckt von dem Phosphat — beide wohl von tertiärem Alter — umkränzt von einem bei niedrigem Wasserstande trocken liegenden rezentem Korallenriff. Zwischen dem alten Kern, der ein Hochland darstellt mit einzelnen Vertiefungen und Lagunen, liegt ein mit Cocospalmen bewachsener Flachlandgürtel, auf dem an der Ostseite auch die unten zu besprechenden zerklüfteten Dolomitfelsen des alten Inselkerns hervorragen, wie auch manches andere darauf hindeutet, daß sich die Westseite schneller erhoben hat.

Der alte Korallenkalk ist nahezu (in keinem Fall vollkommen) in einen Normaldolomit umgewandelt (mit Beimengungen von $CaCO_3$ als Kalkspat). Dem Wiederauftauchen nach dieser Dolomitisierung folgte eine lebhafte Erosion, so daß die Insel den Anblick eines ungemein zerrissenen Karren- und Schrattenfeldes darbieten würde, wenn sie nicht von den überlagernden Phosphaten bedeckt wäre. Nach Abräumen der Phosphate treten diese zerklüfteten Formen als sog. Pinnakel zutage. Mit der Karrenbildung erfolgte gleichzeitig auch die Bildung von Höhlungen und unterirdischen Wasseransammlungen.

Durch die chemische Umsetzung des Guanos der zahlreichen Seevögel, die diese aufgestiegene Inseloberfläche (mit Lagunen, die sich noch durch alte „Strandlinien“ erkennen lassen) bevölkerten, mit dem dolomitisierten Korallenkalk bildeten sich die Phosphate, die Umsetzung war besonders intensiv in dem lockeren Detritus, während die festen Pinnakel einen größeren Widerstand entgegensetzten. (Man könnte sich allerdings auch denken, daß bei der Phosphatisierung des (zerklüfteten) Dolomits solche Pinnakel entstehen könnten. Ref.) Der Dolomit ist marmorartig hart, die

[1] Ältere Gesteine des Untergrundes oder vulkanische sind niemals beobachtet.

Korallenstruktur ist bis auf einige „in den Höhlungen des Dolomitfelsens sitzende Steinkerne von Korallen“ verwischt.

Die ganze Oberfläche Naurus ist (bis auf einige entblößte Felspartien und Hügelketten) auf über 1800 ha von einer bis 13 und mehr Meter mächtigen Ablagerung von Phosphaten bedeckt. Bei weitem die größte Menge der Phosphate ist locker (leicht mit der Schaufel zu bearbeiten) und füllt alle Vertiefungen der zerklüfteten Oberfläche aus. Das gesamte Phosphat ist hochprozentig, der größte Teil etwa $86\frac{1}{2}$—90 %ig, in größerer Tiefe und mit Annäherung an die Pinnakel nimmt der Kohlensäuregehalt zu, in den Hauptphosphatschichten ist aber immer mit einem Gehalt von über 80 % zu rechnen (Tafel V u. VI), niedere, etwa 60 %ige Phosphate kommen nicht vor. Der Gehalt an $MgCO_3$ ist sehr gering und kommt nur ausnahmsweise auf über $1\frac{1}{2}$ %.

In den „Dolomiten selbst und damit an den Pinnakeln“ bildeten sich „zunächst weiche, abfallende oder doch leicht entfernbare Krusten und Platten“. „Wo diese Ablagerungen auf horizontaler oder wenig geneigter Oberfläche vor sich gingen, sind geschichtete Phosphate entstanden; sie haben, oft besonders auf Nauru, durch Weglösen des unterliegenden Gesteins den Zusammenhang mit demselben verloren und sind teilweise in kleinere Fragmente zertrümmert.“

„Die abgefallenen oben erwähnten Krusten und Platten und die Fragmente geschichteten Phosphats haben sich mit dem bereits phosphatisierten Kies vermischt und oft durch weitere phosphatische Imprägnierung gehärtet. Solche Stücke, die sehr häufig gefunden werden, weisen dann oft parallele Streifung auf und erinnern an Achat.“

„Größere Massen fest an dem Dolomit anhaftender Phosphate, die ähnlich wie die Krusten entstanden sind, gibt es in Nauru selten und wohl nur zwischen dichtstehenden Pinnakeln. In den ehemaligen Wasserbecken ist fast alles Phosphat in Form losen Sandes und Kieses vorhanden, wenn auch öfter große Konglomerat- und Breccienklötze auftreten.“

Auch die Steinkerne der Korallen sind vielfach phosphatisiert, dadurch verschwindet mehr und mehr die Struktur.

Von besonderem Interesse sind die erwähnten achatartigen Bildungen, sie sind z. T. gestreift und gebändert, z. T. von ganz ähnlicher Struktur wie Trümmerachat. Ihre Entstehung ist auf die Bildung eines kolloidalen Phosphatgels zurückzuführen. Die kolloidale Substanz umhüllt auch z. T. die einzelnen Phosphatkörnchen als eine mehr oder weniger dicke Rinde, so daß auch oolithartige Bildungen zustande kommen. Im reinen Zustande kommt dieses amorphe Mineral als eine spröde, bröckelig-harzartige, ca. 2—3 cm dicke durchscheinende, weiße, blaue, gelbe, braune Masse vor, oft in einer kolophoniumartigen, an Schellack erinnernden Ausbildung. Verf. gibt ihm den Namen Nauruit und schreibt ihm die Formel zu $3\,(Ca_3P_2O_8) + \begin{pmatrix} Ca(OH)_2 \\ CaF_2 \end{pmatrix}$ mit ca. 1,9 % F,

die aber, wie er bemerkt, noch einer Revision bedarf. Überhaupt wird betont, daß die gegebenen Mitteilungen über den Nauruit nur vorläufige seien, denen nähere Untersuchungen noch folgen sollen.

Über die Zusammensetzung des Nauruphosphats selbst bemerkt Verf. (seine Analysen sind im Original zu finden): „Durch die auflösende Kraft des Wassers haben sich, nachdem Nauru als Vogelkolonie aufhörte zu existieren, zunächst die löslichen Salze entfernt; es ist als Endprodukt der Einwirkung des Wassers auf Calciumphosphate schließlich das heutige Nauruphosphat übergeblieben, welches mehr CaO enthält als dem Tricalciumphosphat entspricht und wohl stets chemisch gebundenes Wasser enthält; dieser ‚Kalküberschuß‘ (oder Überbasizität) wechselt in verschiedenen Proben. Auch hat sich Fluorcalcium in einer allerdings 4 % wohl kaum übersteigenden Menge dem Tricalciumphosphat angegliedert; man ist wohl berechtigt, dem Nauruphosphat und den im folgenden Kapitel beschriebenen Phosphaten die Formel zu geben

$$(Ca_3P_2O_8)x + \begin{pmatrix} CaO \\ Ca(OH)_2 \\ CaF_2 \end{pmatrix}$$

wobei x 3 bis 5 sein kann. Die letztgenannten Gruppen können sich gegenseitig ersetzen. Ob der kohlensaure Kalk sicher als Phosphocarbonat vorhanden ist, bedarf noch weiterer Untersuchungen; mancherlei, besonders die feine Verteilung in Phosphat, spricht dafür.“

In bezug auf die näheren chemischen Ausführungen des Verf.'s über die Dolomitisierung und die Phosphatisierung (bei der die Oxalsäure eine wichtige Rolle spielt) sei auf das Original verwiesen. Der Beschreibung von Nauru folgt ein Kapitel (p. 62—76) über die 3 Phosphatinseln Ocean-Island, Angaur und Makatea, die gleich Nauru alte dolomitisierte und phosphatisierte gehobene Koralleninseln sind und ein letztes (p. 77—96) über rezente Phosphatbildungen der verschiedenen Inseln des Stillen Ozeans, Guano- und Guanophosphatinseln. Es fehlt eine Dolomitisierung und das Phosphat zeigt meist alle Zwischenstufen von reinem Korallenkalk bis zu hochgradigem Phosphat. Der Kalkgehalt geht niemals über $Ca_3P_2O_8$ hinaus, ist z. T. sogar geringer, so daß z. T. auch zweibasisches Phosphat vorhanden sein muß Fluorgehalt gering, oft nur Spuren. Das letzte Kapitel (p. 97—113) behandelt das Verhalten der Südseephosphate in der Fabrik. Es muß hier bezüglich der Einzelheiten dieser 3 letzten Kapitel auf das Original verwiesen werden.

Arthur Schwantke.

Berichtigung.

In meiner Notiz über „Die Kristallformen des Cölestin“, dies. Centralbl. 1911, p. 692 u. folg., ist zu korrigieren:

p. 694 No. 54	anstatt	$\vartheta = \frac{1}{2}2 = 142$	$\vartheta = \frac{1}{4}\frac{1}{2} = 124$
p. 695 No. 15 (Reihe ξ)	„	$7^0 54$	$70^0 54$
p. 697 No. 22	„	ω	w

M. Henglein.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. September 14,553 1914 No. 18

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Geologisch-mineralogische Beobachtungen in Indien.

Von Richard Lang.

2. Rezente Braunerde- und Humusbildung auf Java und der Malayischen Halbinsel, nebst Bemerkungen über klimatische Verwitterung.

(Schluß.)

Von der Malayischen Halbinsel ist mir die Strecke zwischen Singapore und Prai bekannt geworden. Auch habe ich die Insel Penang näher kennen gelernt.

Bei der Einfahrt in den Hafen von Singapore fällt der Blick immer wieder auf die von lateritischer Verwitterung bunt gefärbten meist steil einfallenden Gesteine der von der Meeresbrandung angenagten Felseninseln, die die Fahrstraße der Schiffe umsäumen, und ein Gang vom neuen Hafen in die Stadt führt an mehreren durch Grabarbeiten für die Hafenerweiterungsbauten bis wohl 20 m tief angeschnittenen Hügeln vorbei, die ein gleich buntes Bild liefern und da und dort am Grunde das noch unzersetzte dunkelfarbige Gebirge erkennen lassen. Aber überall hier kann man bei genauerem Zusehen zuoberst auch eine Decklage nichtlateritisierten Materials abtrennen, die bald nur wenige Dezimeter dick ist, an andern Stellen jedoch einen Meter und mehr erreicht, je nach Art und Lage der Schichten. Überall, auch entlang der Bahnlinie durch Malakka, findet man stets zu oberst eine nicht lateritisierte Bodenschicht von ca. 1—2 m Dicke über dem Laterit.

Wenn hier, wie im vorausgehenden, von nicht lateritisiertem Material die Rede war, so soll das in allen den Fällen, in denen zu unterst Laterit liegt und die darüberliegende Schicht von Braunerde gebildet wird, welche durch Verwitterung und nicht durch Anschwemmung entstanden ist, bedeuten, daß dieser Boden nicht mehr lateritisiert ist, daß früher lateritisiertes Material rostbraune Färbung angenommen und Humussubstanzen in sich aufgenommen hat infolge eines Klimawechsels, der zu Verwitterungsverhältnissen führte, die genau in der gleichen Weise für die Braunerden Mitteleuropas bestehen.

Da bei Singapore nur relativ geringmächtige Braunerdelagen über dem Laterit liegen, so kann man die Bildungsverhältnisse der Böden hier denen der Umgebung von Batavia ungefähr gleichstellen. Es scheint, daß in beiden genannten Gebieten die untere Grenze

der Braunerdebildung ungefähr erreicht ist, wobei man Böden von einem gewissen Gehalt an wasserlöslichen Mineralstoffen vorauszusetzen hat. Auf die Ähnlichkeit der Bildungsverhältnisse weisen auch die Daten über die mittlere Jahrestemperatur = 27 ° C (höchste ca. 38 ° C, niederste ca. 17,5 ° C) und über die jährliche Regenmenge = ca. 2350 mm für Singapore hin. Im allgemeinen dürfte deshalb anzunehmen sein, daß in geneigtem Gelände bei Anwesenheit von löslichen Mineralstoffen und bei Voraussetzung ähnlicher Verteilung von Feuchtigkeit und Temperatur über das Jahr wie bei Singapore und Batavia die untere Grenze der Braunerdebildung bei jährlicher Durchschnittstemperatur von 26—27 ° C in Gebieten liegt, die unter 2000 mm jährlicher Niederschlagsmengen aufweisen, während unter sonst gleichen Voraussetzungen bei höheren Regenmengen entsprechend humushaltige Erden sich bilden. Sinken die Temperaturen, so müssen auch die Regenmengen entsprechend sich erniedrigen, wenn die untere Grenze der Braunerdebildung eingehalten werden soll. Betreffs der Art der Bodenbildung, die eintritt, wenn die Temperaturen hoch bleiben, die Trockenheit jedoch zunimmt, so daß die untere Bildungsgrenze der Braunerde nicht mehr erreicht wird, möchte ich kein Urteil abgeben. Doch bin ich nicht abgeneigt, in diesem Falle die Möglichkeit der Entstehung von Laterit anzunehmen. Sicherlich können aber bei derartigen klimatischen Bedingungen auch unter Umständen andere Bodenarten sich bilden, wie dies z. B. aus den Untersuchungen von Vageler über die Grauerden von Ugogo in Ostafrika hervorzugehen scheint [1].

Endlich ist noch die Frage zu erörtern, welche Bodenverhältnisse eintreten mögen, wenn die Wässer, die ein Gelände überfließen, in demselben praktisch keine oder nur verschwindende Mengen mineralischer Stoffe zu lösen vermögen. Zum Studium dieser Dinge bot die weitere Reise durch Malakka Gelegenheit.

Schon vor der inmitten der Halbinsel gelegenen Bundeshauptstadt der malayischen Staaten, Kuala Lumpur, beginnen Ablagerungen quarzitischer Sand- und Schottermassen [2], die mit kurzen Unterbrechungen bis Ipoh und Taiping den Weg begleiten. Diese Quarzitablagerungen sind sehr arm an löslichen Mineralstoffen, da sie kaum eine Spur von leicht verwitterbaren Gesteinen und Mineralien aufweisen. Nicht selten sieht man in diesem Gebiet rostfarbene Bäche mit den bekannten schillernden Eisenhäutchen auf ihrer Oberfläche und öligschmierige Eisenhydroxydablagerungen zu beiden

---

[1] Ugogo I. Der Tropenpflanzer. Berlin 1912. Beihefte 13. No. 1 und 2.

[2] Vergl. Scrivenor, Geological History of the Malay Peninsula. Quart. Journal Geol. Soc. 1913. p. 343 ff.

Seiten derselben, und dies selbst an Bahneinschnitten und Bachrissen, welche bis auf die unter der heutigen Bodendecke liegenden lateritisch zersetzten Gesteine eingeschnitten sind. Diese Eisenrostabsätze sind als Zeichen der Anwesenheit von „sauren" Humus zu betrachten, der das Eisen adsorptiv im Wasser unterhalb der Erdoberfläche mitführte und aus dem beim Austritt an die Erdoberfläche unter der Einwirkung des Sauerstoffs der Luft (mit oder ohne Hilfe von Bakterien) flockiges Eisenhydroxyd ausgeschieden wurde. Offenbar enthält somit das Wasser ursprünglich nicht genügend mineralische Stoffe gelöst, um den Humus, der bei der Zerstörung der pflanzlichen abgestorbenen Teile sich bildet, adsorptiv zu sättigen. Vielmehr teilt sich ungesättigter Humus dem Wasser mit, der seinerseits beim Durchsickern durch Gesteinsschichten Eisen löst und wegführt.

Eine noch viel augenfälligere Erscheinung, die das Vorkommen von adsorptiv ungesättigtem Humus weiterhin bestätigt, ist das Auftreten echter Schwarzwässer, wie wir sie aus den heimischen Hochmoorgebieten kennen. Schon in dem flachen sumpfigen Gebiet von Tapah Road südlich von Taiping bis über letztere Stadt hinaus und wieder im Flachland bei Prai gegenüber der Insel Penang lenken diese von Humussubstanzen dunkelgefärbten Schwarzwasser immer wieder die Beobachtung auf sich. Bei der Stadt Penang führt ein Wasserlauf den Namen ajer itam = Schwarzwasser. Möglicherweise führt er zu gewissen Jahreszeiten dunkles humusgefärbtes Wasser. Im Januar 1914, als ich ihn besuchte, fehlte jedoch jegliche dunkle Farbe des in dieser Zeit schwach fließenden Wassers. Von Sumatra her dagegen sind mir zahlreiche Bäche und auch Flüsse von beträchtlicher Größe bekannt, die aus Sumpfgebieten des Landes stammen, nicht selten gleichfalls soengei itam = Schwarzfluß oder ajer itam = Schwarzwasser heißen und ihrem Namen als echte Schwarzwässer alle Ehre machen.

Das Vorkommen von Rohhumus und adsorptiv ungesättigten Humus führenden Wässern in tropischem Gebiet ist nach den eben gemachten Angaben keineswegs so vereinzelt, wie man denken könnte. Auch Ramann weist darauf hin, daß in den tropischen Urwäldern in Südamerika und Zentralafrika reichlich kolloide Humusteile enthaltende Gewässer vorkommen [1].

Für die Bildung und Anhäufung von Humus ist unbedingt die Feuchtigkeit der ausschlaggebende Faktor. Durch die hohen Niederschlagsmengen wird in Indien einerseits der Pflanzenwuchs außerordentlich gesteigert, andererseits die völlige Zerstörung der Humusbestandteile verhindert und eine Anreicherung derselben bewirkt.

---

[1] Bodenkunde. 3. Aufl. 1911. p. 531.

Vermochte nun, wie dies in den zuletzt beschriebenen Teilen von Malakka der Fall ist, der auf den Boden fallende Regen keine oder nicht genügend Mineralstoffe zu lösen, da die Böden bezw. Gesteine an ihnen zu arm sind, so kann das Wasser, wenn es die auf dem Boden angehäuften Humusmassen durchfließt, dieselben nicht adsorptiv sättigen, vielmehr löst sich „Humussäure“, das Wasser färbt sich braun und fließt als Schwarzwasser ab.

In dem Teil von Sumatra, den ich kennen lernte, dürften sich die Schwarzwässer, die aus Sumpfgebieten des Tieflandes stammen, auf folgende Weise bilden. Dort fehlt dem im sumpfigen Urwaldgebiet niedergeschlagenen meteorischen Wasser von vornherein die Möglichkeit, bezw. sie ist auf ein Minimum reduziert, durch den Humusschlamm in die Tiefe zu sickern und mit Gesteinen in Berührung zu kommen, um Mineralstoffe zu lösen und in sich aufzunehmen. Denn der „Boden“ solcher Urwaldgebiete wird oft mehrere Meter tief ausschließlich von Humussubstanzen gebildet, wie ich dies vielfach zu beobachten und zu messen Gelegenheit hatte. In diesem letzteren Falle vermag also das Wasser mineralische Stoffe überhaupt nicht aufzunehmen, soweit sie nicht aus den abgestorbenen Pflanzenteilen selbst stammen, und es ist somit völlig gleichgültig, welche chemisch-mineralogischen Eigenschaften das unter der Humusdecke liegende Gestein besitzt. Es bildet sich daher, da die etwa in Lösung gegangenen Mineralsalze in relativ nur sehr geringen Mengen im Wasser enthalten und bei den großen Massen vorhandenen Humus bei weitem nicht imstande sind, diesen adsorptiv zu sättigen, von vornherein ein Schwarzwasser. Solche Schwarzwässer entströmen dann den Urwaldsumpfgebieten, die oft außerordentliche Ausdehnung aufzuweisen scheinen, als selbständige Bäche und Flüsse.

Eine dritte Bildungsart von Rohhumus in den Tropen ist diejenige, welche ich oben von den Gebirgsgegenden Javas genannt habe. Dort sind es die überreichen Regenmengen im Verein mit relativ niederen Temperaturen, die selbst am steilen Hang im hohen Gebirge Rohhumusablagerungen veranlassen. Die chemisch-mineralogische Beschaffenheit des Untergrundes scheint hierbei keinen besonderen Einfluß zu haben.

In allen genannten drei Fällen ist die Rohhumusbildung an die Anwesenheit „weichen“, an Mineralstoffen armen Wassers gebunden. Man wird deshalb in den regenfeuchten Tropen am häufigsten da auf Rohhumus stoßen, wo Gesteine auftreten, die lösliche Substanzen nicht oder nur in geringster Menge aufweisen. Umgekehrt werden „saure“ Humusböden zurücktreten, wo das Wasser eine gewisse „Härte“ aufweist. Dies ist offenbar in dem südlichen Teil von Malakka der Fall, in dem alte Sedimente anstehen. Denn hier habe ich keine Rost- und Schwarzwässer beobachtet.

Rückblickend ergibt sich, daß auf Malakka, Sumatra und Java in einem Gebiet von ca. 2000 km, das vom 100. bis 113. Grad östlicher Länge von Greenwich und vom 5. Grad nördlicher bis zum 8. Grad südlicher Breite reicht, Braunerde- und Humusbildung als Folge des außerordentlich feuchten Klimas festgestellt werden konnte. Es ist somit dort, und wohl noch weiter sich erstreckend, ein gewaltiges tropisches Braunerde- und Humusgebiet auszuscheiden. Wir besitzen in diesem Gebiet eine Parallele zu den z. B. in Mitteleuropa, also unter gemäßigtem feuchtem Klima, existierenden Verwitterungs- bezw. Bodenbildungsverhältnissen. Es sind in den Tropen unter Umständen dieselben Bahnen, die wir für die Bildung der Böden der gemäßigten und kalten Zone kennen. Ja selbst die Bildung von Rohhumus in den Tropen entspricht durchaus dem, was wir aus den Vorgängen in altbekannten heimatlichen Gebieten wissen.

Es ist somit durchaus nicht nötig, für die Anhäufung von Humus niedere Temperaturen zu verlangen. Es können die höchsten äquatorialen Temperaturen an einer Stelle herrschen und trotzdem kann hier Humus in größter Fülle aufgespeichert werden, wenn nur hohe Regenmengen das Land stets befeuchten. Dann wird eine starke Vegetation einsetzen und die immer neue Zufuhr von Feuchtigkeit wird die abgestorbenen Pflanzenteile konservieren. Das Ausmaß aller dieser Vorgänge erreicht in den Tropen im Gegensatz zu kälteren Zonen oft eine außerordentliche Größe. Deshalb können sich auch die Humusanreicherungen in den Tropen viel rascher und mächtiger als in gemäßigtem oder kaltem Klima vollziehen. Es wäre deshalb auch falsch, anzunehmen, daß die Bildung der Steinkohle sich nicht unter tropischem Klima habe vollziehen können.

Bei der Anwesenheit von Rohhumus in den Tropen endlich muß man auch dieselben chemischen Umsetzungserscheinungen erwarten, die aus den europäischen Rohhumusgebieten bekannt sind. Man muß annehmen, daß Bleichsand bezw. Bleicherde, bezw. Kaolin gebildet wird als Folge besonders der Entziehung des Eisens aus den Gesteinen und der Umwandlung der in ihnen vorhandenen Tonerdesilikate durch die adsorptiv ungesättigten Humussubstanzen. Daß dies tatsächlich der Fall ist, soll in einem der nächsten Aufsätze erörtert werden.

Die beschriebenen Braunerde- und Humusböden überlagern, wie wir gesehen haben, gleichwie auf Sumatra so auch auf Java und Malakka lateritisierte Verwitterungsschichten. Es ergibt sich daraus, daß dieses ganze gewaltige Gebiet in der jüngsten geologischen Vergangenheit einer Klimaänderung von trockenerem zu feuchterem Klima unterworfen war, wie ich dies in meinem ersten Aufsatze für Sumatra nachgewiesen habe.

Für die tropischen Braunerde- und Rohhumusböden und ihre Entstehung möchte ich folgende systematische Einteilung geben:

Für die Bildung aller dieser Böden kommen in erster Linie außerordentlich hohe Niederschlagsmengen in Betracht. Abgesehen davon sind folgende Unterschiede zu machen:

1. Braunerdebildung vollzieht sich, wenn die Wässer, die ein tropisches Gebiet durchfeuchten, genügend Mineralsalze gelöst mit sich führen, so daß sie eine adsorptive Sättigung der in den Böden befindlichen Humusstoffe, denen sie auf ihrem Wege begegnen, bewirken.

2. Rohhumusbildung tritt ein, wenn nicht genügende Mengen von Mineralsalzen in den Wässern tropischer Urwaldgebiete vorhanden sind, so daß die adsorptive Sättigung der Humussubstanzen nicht möglich ist. Für die Rohhumusbildung kommen im einzelnen drei Fälle in Betracht:

a) Das Wasser vermag beim Durchfließen oder Überfließen von Gesteinen (zersetzten Gesteinen, Böden) nicht genügende Mengen von Mineralstoffen aufzunehmen, da die betreffenden Gesteine (zersetzten Gesteine, Böden) praktisch unlöslich oder fast unlöslich sind. Die Art von Rohhumus, die sich unter der Einwirkung derartigen Wassers bildet, möchte ich als tropischen Gesteinsrohhumus bezeichnen, weil diese Bildung mit dem Auftreten unlöslicher Gesteine zusammenhängt.

b) Das meteorische Wasser wird in einem Urwaldsumpfgebiet niedergeschlagen, in dem es überhaupt nicht die Möglichkeit hat, Mineralstoffe aus Gesteinen aufzunehmen, da es praktisch nicht durch den Humus bis zum unterlagernden Gestein dringen kann. Ich möchte den unter dem Einfluß derartigen Wassers entstehenden Humus tropischen Sumpfrohhumus nennen.

c) Es schlagen sich, besonders im Gebirge, solche Mengen von Feuchtigkeit nieder, daß eine fast ständige Durchnässung des dort sich bildenden Humus erfolgt, obwohl Erhebung über das Tal ein Abfließen von Wasser ermöglicht, und gleichzeitig führt eine Temperaturabnahme (besonders im Gebirge) eine relativ langsame Zerstörung der Humusbestandteile herbei. Anscheinend ohne Rücksicht auf die Beschaffenheit des Gesteinssubstrats bildet sich dann Rohhumus, den ich als tropischen bezw. subtropischen Bergrohhumus bezeichnen möchte, als letzteren dann, wenn die Temperaturen im Gebirge denen der Subtropen gleichen.

Für die Entstehung bestimmter Bodenarten sind Temperatur und Feuchtigkeit neben bestimmten Eigenschaften der Gesteine, aus und auf denen sie sich bilden, die hauptsächlichen Faktoren. Besondere Beachtung wird man in Zukunft der Verteilung der meteorologischen Vorgänge über das Jahr schenken müssen. Es ist sicher von größter Bedeutung, ob die Regenzeit

in einem bestimmten Tropengebiet auf einen geringeren oder einen größeren Teil des Jahres beschränkt ist. Weiter ist es von größter Wichtigkeit, ob die Regenzeit oder Regenzeiten mit der kühleren oder wärmeren Jahreszeit des betreffenden Gebiets zusammenfallen. Trockenheit und Wärme sind, jeder Faktor für sich, der Humusbildung feindlich, Feuchtigkeit und Kälte befördern dieselbe. Je nach dem Überwiegen des einen oder andern Faktors nach Menge und Zeitdauer im Verlauf eines Jahres können unzählige klimatische Nuancen entstehen und somit auch die verschiedensten Bodenarten. So steht z. B. zu erwarten, daß bei feuchtem Winter und trockenem Sommer humusärmere Böden sich bilden, als bei trockenem Winter und feuchtem Sommer, wenn wir gleiche Temperaturgänge und sonstige gleiche meteorologische Verhältnisse, sowie gleiche Gesteinsbeschaffenheit der Gelände voraussetzen.

Es steht zu hoffen, daß die genaue Verwertung aller meteorologischen Einzelheiten, insbesondere aber des jährlichen Ganges von Feuchtigkeit und Temperatur wichtige Aufschlüsse über die Bildungsweise der Bodenarten bringen werden.

Berlin, im März 1914.

Eine Apparatur zur Beobachtung der Lumineszenzerscheinungen von Mineralien in Kathoden- und Röntgenstrahlen.

Von **H. Michel** in Wien.

Mit 2 Textfiguren.

Ohne hier auf die umfangreiche Literatur über Lumineszenzerscheinungen von Mineralien, mit denen sich bereits zahlreiche Abhandlungen befassen, einzugehen, ist im folgenden eine Versuchsanordnung beschrieben, welche es gestattet, ein Mineral nacheinander mit Röntgen- und Kathodenstrahlen zu beleuchten, ohne daß das Mineral seine Lage wechseln oder die Vakuumröhre vorher neu evakuiert werden müßte. Die zu diesem Zwecke konstruierte Röhre ist in Fig. 1 schematisch abgebildet; die Konstruktion rührt von Herrn Dr. G. Schwaiger in Wien und vom Verf. her und es sei auch hier Herrn G. Schwaiger für seine Unterstützung bestens gedankt.

Die Röhre wird mit Hilfe eines Schliffes S auf einen Unterteil (T, S, P) aufgesetzt, der wiederum durch einen Zwischenschliff mit einer Gäde'schen Stufenpumpe zum Evakuieren verbunden ist; der bei PP vorhandene Raum dient zur Aufnahme von Phosphorpentoxyd, auf dem Unterteil ist dann direkt der Tisch T angebracht, der die zu untersuchenden Minerale trägt. Dieser Tisch

ruht auf einem durchbrochenen Gestell, die offenen Stellen desselben sind mit feinen Netzen überspannt, um zu vermeiden, daß Gegenstände in die Pumpe fallen können. Der Tisch ist aus Holz anzufertigen, weil durch Verwendung von anderem Material, etwa Aluminium, leicht die Reinheit der Erscheinungen gestört werden kann, da beim Auftreffen von Kathodenstrahlen auf den Tisch Röntgenstrahlung entstehen kann. Je nach dem Zwecke, zu dem der Tisch dient, wird er verschiedene Gestalt und Größe haben.

Die eigentliche aufsetzbare Röhre zeigt bei *C* und bei *A* je eine eingeschmolzene Kathode aus Aluminium (die Kathode bei *A* ist nach einer Kugelfläche gekrümmt, die bei *C* ist eben), sowie

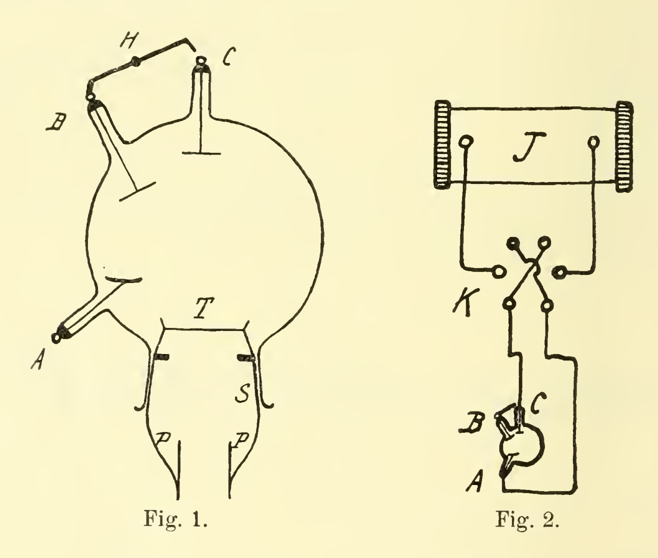


Fig. 1. Fig. 2.

bei *B* eine aus Platin gearbeitete Antikathode; die Antikathode kann mittels des Hebels *H* mit der Kathode bei *C* verbunden werden.

Die Röhre wird so in den Stromkreis eines Induktors *J* eingeschaltet, daß die Zuleitungsdrähte bei *A* und bei *C* eingehängt werden. Fig. 2 stellt die Schaltung dar; in den Stromkreis des Induktors *J* ist ein Kommutator *K* eingeschaltet, der es ermöglicht, einmal die Kathode bei *C* zur Kathode werden zu lassen, dann fungiert *A* als Anode, oder umgekehrt *A* zur Kathode werden zu lassen, dann fungiert *C* als Anode. Im ersteren Falle gehen von *C* Kathodenstrahlen aus und treffen den Tisch *T*, im letzteren Falle gehen von *A* Kathodenstrahlen aus, treffen auf die Antikathode bei *B*, es entsteht eine Röntgenstrahlung und bei entsprechender Neigung von *A* und *B* zueinander trifft die Röntgenstrahlung gleichfalls den Tisch *T*; für diesen Fall werden auch

die Antikathode und die Kathode bei *C* durch den Hebel *H* miteinander verbunden. Es kann also durch einfaches Betätigen des Kommutators *K* nach Belieben Kathoden- oder Röntgenstrahlung erzeugt werden, die beide den Tisch treffen.

Eine derartige Röhre hat außer dem Vorteil, daß also eine Lageveränderung des Minerals und ein neuerliches Evakuieren überflüssig wird, noch den Vorteil, daß sie in sehr kleinen Dimensionen gehalten sein kann — dann arbeitet man mit entsprechend schwächerem Primärstrom —, der zu evakuierende Raum ist also auf ein Minimum herabgedrückt und das Arbeiten mit Rücksicht auf den geringen Stromverbrauch ökonomisch. Ein Zerstäuben der Kathoden oder der Antikathode ist bei kurzer Bestrahlung nicht in dem Maße zu befürchten, daß dadurch ein Schaden entstehen könnte.

Die beigegebenen Figuren sollen nur das Prinzip der Versuchsanordnung zeigen, die Konstruktionsdetails sind weggelassen. Die Dimensionierung der Röhre wird je nach dem angestrebten Zwecke bestimmt werden müssen, einer starken Erwärmung der zu prüfenden Minerale wird man durch entsprechende Dimensionierung sowie durch Verwendung entsprechender Primärströme begegnen.

Nephrit von Reichenstein in Schlesien, ein Übergangsprodukt vom Salit zum Serpentin.

Von **A. Beutell** und **K. Heinze** in Breslau.

Mit 7 Textfiguren.

Der Nephrit von Reichenstein ist zuerst von H. Traube (N. Jahrb. f. Min. etc. 1887. II. p. 276) untersucht und beschrieben worden, doch war derselbe wahrscheinlich schon Linné (Natursyst. Mineralr. 1777. 1. p. 458 und Hintze, Handb. 2. p. 1244) bekannt. Das von Traube in den Förderungen des Fürstenstollens aufgefundene Handstück war von hell graulich-grüner Farbe, die an einzelnen Stellen etwas ins Rötliche spielte. Dasselbe zeigte eine sehr unvollkommene Schieferung und charakteristische, splittrige Bruchflächen, die auf frisch angeschlagenen Stellen wie bestaubt aussahen. „U. d. M. erweist sich der Nephrit als ungemein feinfasrig, oft sind die Fasern so dünn und so eng miteinander verfilzt, daß sie das Auge auch bei stärkerer Vergrößerung kaum voneinander trennen kann. Die Fasern verlaufen teils ganz unregelmäßig, teils etwas exzentrisch. Die Struktur ist nicht immer einheitlich, da sich in der feinfasrigen Masse bisweilen auch größere, schilfähnliche Amphibolbündel finden.“

Seitdem waren neue Nephritfunde in Reichenstein nicht gemacht worden. Wir fanden den Nephrit bei der Untersuchung der Genese der Arsenerzlagerstätte zunächst in zahlreichen Dünnschliffen; erst einmal aufmerksam geworden, haben wir ihn in der Grube „Reicher Trost" auch vielfach anstehend aufgefunden. Es ist, wie schon öfters beobachtet, das Schicksal des Nephrits, zunächst übersehen zu werden, und so ist es erklärlich, daß weder Wienecke, noch Beyschlag und Krusch, die sich eingehend mit der Lagerstätte beschäftigt haben (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. 15. p. 273 und Festschrift zum XII. allgem. deutsch. Bergmannstage, Breslau 1913), etwas von seinem Auftreten erwähnen.



Fig. 1. Nephrit. Vergr. 51 : 1. + N.

Eine ausführliche Darstellung über den Reichensteiner Nephrit bringt die demnächst erscheinende Dissertation; hier sollen nur die Hauptergebnisse Erwähnung finden. In Dünnschliffen des Salitgesteins (Kammgebirges), das neben dem Serpentin das Muttergestein der Arsenerze ist, trat uns der Nephrit außerordentlich häufig entgegen. Wir legten uns aus diesem Grunde die Frage vor, ob das Gestein nicht passender als Salit-Nephritgestein zu bezeichnen wäre. Doch haben wir davon Abstand genommen, weil sich der Nephrit als sekundäre Bildung erwies, und weil es üblich ist, bei der Nomenklatur von Gesteinen nur primäre Mineralien zu berücksichtigen. Wienecke, Beyschlag und Krusch (a. a. O.) erwähnen in Dünnschliffen verfilzten Tremolit, der offenbar mit dem Nephrit identisch ist. Das Kammgebirge verdankt seine mitunter sehr große Zähigkeit dem Nephritgehalt.

Die Struktur des Nephrits ist außerordentlich wechselnd, so

daß die Beschreibung von H. TRAUBE (a. a. O.) keine allgemeine Gültigkeit beanspruchen kann. Von einer für den Reichensteiner Nephrit typischen Struktur kann keine Rede sein. Verbreiteter als die ganz feinfasrige Ausbildung, die das TRAUBE'sche Handstück aufwies, sind gröbere Strukturen. Abb. 1 stellt einen Dünnschliff mit eisblumenartigem Aufbau dar. Die dunklen Partien bestehen aus Arsenerz, das im Nephrit ebenso verbreitet ist wie im Salit. Selbst in ein und demselben Dünnschliff kann die Struktur außerordentlich verschieden sein. Fig. 2 zeigt oben eine große, einheitlich orientierte, allerdings faserige Partie von Aktinolith, während der untere Teil ein Haufwerk von wirr durcheinander

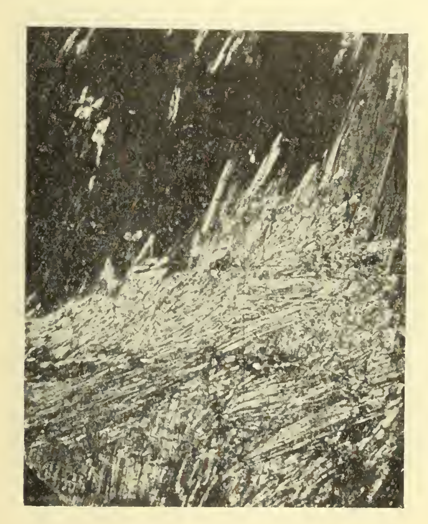


Fig. 2. Nephrit. Vergr. 51 : 1. + N.

liegenden Nadeln erkennen läßt. Fig. 3 ist charakteristisch für sehr feinfasrigen Nephrit mit flaumiger Struktur, zugleich ist hier eine ausgesprochene Schieferung in horizontaler Richtung unverkennbar (die schwarzen Einschlüsse sind wiederum Arsenerz). Nur aus solchem schiefrigen Nephrit lassen sich schöne Handstücke schlagen, während dies bei dem richtungslos struierten nicht möglich ist. Eine schöne, fast rechteckige Platte von nur 3—4 cm Dicke bei einem Durchmesser von 30×25 cm ist von grauer Farbe, grobfasriger Struktur und enthält, gleichmäßig über die ganze Oberfläche verstreut, feine glitzernde Arsenerzteilchen. Das Material der Platte ist so hart, daß es sich mit dem Federmesser nicht ritzen läßt; nur an einer Stelle tritt eine wulstartige Partie von etwa 5 cm Durchmesser auf, die durch ihre fettigglänzende Oberfläche und durch ihre Weichheit als Serpentin zu erkennen

ist; auch dieser Serpentineinschluß besitzt denselben schiefrigen Aufbau. Im mikroskopischen Bilde finden wir ähnliche Erscheinungen, doch durchziehen hier zahlreiche mikroskopische Nester und Adern von Serpentin den Nephrit in mannigfachem Wechsel. Chlorit ist im Reichensteiner Nephrit, ebenso wie in anderen Vorkommen, ziemlich verbreitet.

Ganz besonderes Interesse dürfen die Reichensteiner Nephrite deshalb beanspruchen, weil sich ihre Genese genau verfolgen läßt, zumal da die Meinungen über die Entstehung der bis jetzt untersuchten Varietäten noch weit auseinandergehen. Ob dies in der Natur des Nephrits selbst begründet ist, oder ob das spärliche

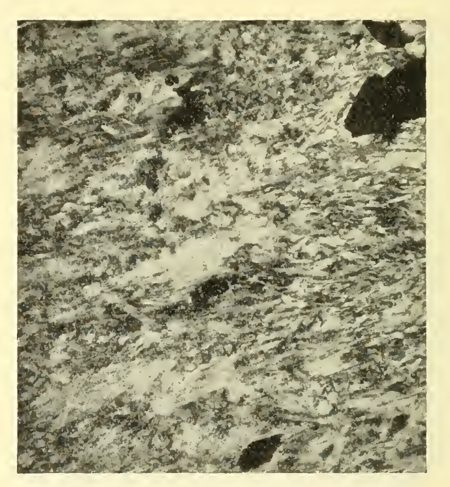


Fig. 3. Nephrit. Vergr. 61 : 1. + N.

und unzulängliche Beobachtungsmaterial die Hauptschuld trägt, ist zunächst noch nicht zu entscheiden. Eine sehr übersichtliche und erschöpfende Darstellung von M. Bauer über alle bekannten Nephritvorkommen findet sich in Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1914. 2. p. 649—704; es erscheint daher unnötig, hier nochmals auf die geäußerten Ansichten näher einzugehen.

Da in den Nephriten verschiedentlich Reste von Diopsid und Diallag beobachtet worden waren, so erschien es wahrscheinlich, daß sich der Nephrit durch Uralitisierung aus diesen Augiten gebildet hatte. Für den Reichensteiner Nephrit konnte bereits H. Traube (a. a. O.) nachweisen, daß er aus Diopsid hervorgegangen war. Durch das umfangreiche Dünnschliffmaterial, das uns zur Verfügung stand, wurden die Beobachtungen Traube's voll bestätigt, doch konnten wir dieselben nach verschiedenen Richtungen erweitern.

Zunächst fällt bei der Durchmusterung der Schliffe des Kammgebirges auf, daß sich der Nephrit fast ausschließlich in Trümmerzonen gebildet hat. Das ganze Reichensteiner Serpentin- und Salitgebiet weist unverkennbare Anzeichen hohen Gebirgsdruckes auf, und durch diesen ist das Salitgestein häufig zerquetscht worden. Es sieht dann äußerlich sehr dicht aus, während es u. d. M. typische Mörtelstruktur zeigt. In einer aus eckigen, mehr oder weniger feinen Trümmern bestehenden Grundmasse, deren Teilchen ganz verschiedene optische Orientierung besitzen, liegen meist noch größere Salitindividuen. An solchen Stellen setzt die Nephritisierung des Salits ein. Fig. 4 zeigt einen Schliff, der in der

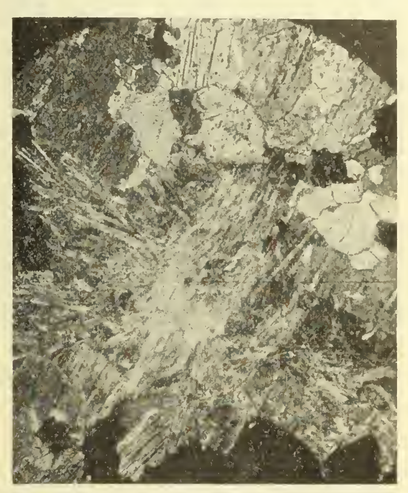


Fig. 4. Salit in Nephrit übergehend. Vergr. 71 : 1. + N.

oberen Partie (bei 71facher Vergrößerung) größere Salitkörner erkennen läßt, während in der Mitte und unten bereits verfilzter Nephrit zu beobachten ist; die schwarzen Stellen rühren von Arsenerz her. Der Schliff beweist, was wir durchweg bestätigt fanden, daß gröber struierte Salitpartien nicht oder wenigstens sehr schwer der Umwandlung in Nephrit verfallen. Ein ähnliches Bild führt die Fig. 5 vor; auch hier sind die gröberen Salitkörner der Nephritisierung entgangen. Fig. 6 veranschaulicht grobe Nephritstruktur; die dunklen Partien in der Mitte des Gesichtsfeldes sind Salit in Dunkelstellung, welche deutlich den großen Winkel der Auslöschungsrichtung erkennen lassen, während sich die helleren durch kleinere Winkel als Nephrit verraten. In Fig. 7 befindet sich in der Mitte feinkörniger, zerquetschter Salit, während rechts oben und links unten fein verfilzter Nephrit zu erkennen ist. Die linke obere Partie besteht aus Serpentin. der chrysotilartig fasrige



Fig. 5. Salit in Nephrit übergehend. Vergr. 51 : 1. + N.

Struktur angenommen hat; nur in der äußersten Ecke (links oben) zeigt der Serpentin nephritähnliche, verfilzte Faserung. Die schwarzen Partien bestehen wiederum aus Arsenerz.

Vom chemischen Standpunkt aus betrachtet besteht die Nephritisierung des Salits in der Zuführung von Magnesium und der gleichzeitigen Fortführung von Calcium, denn während der Salit die Formel $(SiO_3)_4Ca_2Mg_2$ hat, kommt dem Nephrit die Formel



Fig. 6. Nephrit. Vergr. 51 : 1. + N.

$(SiO_3)_4CaMg_3$ zu. Dauert die Magnesiumzuführung noch länger an, dann wird auch das letzte Calciumatom durch Magnesium ersetzt, und es entsteht unter gleichzeitiger Wasseraufnahme das Serpentin genannte, wasserhaltige Magnesiumsilikat. Das Kammgebirge wird, wie dies in Dünnschliffen deutlich zu verfolgen ist,



Fig. 7. Salit, Nephrit, Serpentin. Vergr. 61 : 1. + N.

nicht direkt in Serpentin verwandelt, sondern zuerst in Nephrit. Der Prozeß setzt die Zirkulation von magnesiumhaltigen, heißen Wässern voraus, die bei der Auflösung von Serpentin entstehen. Hiernach ist der Nephrit nur ein Übergangsstadium, das in größeren Erdtiefen und in der Umgebung größerer Serpentinmassen der Serpentinisierung verfällt.

Die Genese des Nephrits umfaßt folgende Phasen:

1. Ein Peridotitschmelzfluß hat sich durch magmatische Differentiation in einen basischeren (das Olivingestein) und in einen weniger basischen Teil (Salitgestein) gespalten.

2. Durch die an die Peridotiteruption geknüpften thermalen Prozesse ist zunächst der Olivin in schwarzen magnetitreichen Serpentin verwandelt worden (endogene Serpentinisierung).

3. Noch während der Serpentinisierung des Olivins beginnt die lösende Wirkung der Thermen auf den gebildeten Serpentin, und diese Lösungen dringen nun in den zerquetschten Salit ein.

4. Die in den Trümmerzonen zirkulierenden Lösungen geben ihren Magnesiumgehalt an den fein gemahlenen Salit ab und verwandeln ihn in Nephrit.

5. Bleibt der Nephrit der Einwirkung solcher Lösungen noch weiter ausgesetzt, so verfällt er der Serpentinisierung (exogene Serpentinisierung).

Unsere am Reichensteiner Serpentin gemachten Beobachtungen sind im Widerspruch mit den genetischen Schlußfolgerungen, die E. Kalkowsky aus der Untersuchung der ligurischen Nephrite abgeleitet hat (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1906. 58. Heft 3), wonach sich der Serpentin in Nephrit und nicht, wie in Reichenstein, der Nephrit in Serpentin verwandelt.

Die verfilzte Struktur des Nephrits kommt dadurch zustande, daß die Salitkörner ganz verschieden orientiert sind, und daß demgemäß bei der Umwandlung auch ganz verschieden orientierte Tremolitnadeln entstehen. Der Gebirgsdruck ist nur indirekt die Ursache der Verfilzung, weil er die großen, einheitlichen Salitpartien in unzählige, wirr durcheinandergemischte Trümmer verwandelt hat. Während der Nephritisierung wirkender Gebirgsdruck erzeugt schiefrige Nephritvarietäten, wie wir sie oben beschrieben haben. Der Grad der Feinheit der Nephritstruktur hängt ausschließlich von der Korngröße des zermalmten Salits ab.

Breslau, Mineral. Institut der Universität, Juli 1914.

Über Anorthoklas im Cordieritgneise der südlichen Gruppe des Oberpfälzer Waldes.

Von **R. Sokol** in Pilsen.

Mit 1 Textfigur.

Im körnig-flaserigen Gneise des höchsten Gipfels des Oberpfälzer Waldes, Čerchov, lassen sich im allgemeinen Feldspat, Quarz, Biotit, Sillimanit, Cordierit, wenig Granat, Muscovit, Zirkon, Rutil und Erze (Magnetit, Ilmenit, Pyrit) beobachten. Der Feldspat ist Orthoklas, Plagioklas Ab—$Ab_8 An_1$ bis zu $Ab_3 An_1$—$Ab_2 An_1$, hier und da auch Mikroklin. Oft an der Grenze zwischen Orthoklas und Plagioklas kommt auch Myrmekit vor. Die Struktur der weißen, hauptsächlich aus Feldspat und Quarz bestehenden Bänder ist granoblastisch und etwas diablastisch, die der an Biotit reichen und außer Biotit aus Cordierit, Plagioklas und Sillimanit zusammengesetzten Glimmerlagen ausgesprochen lepidoblastisch. Die dynamischen Vorgänge sind nur in der undulösen Auslöschung des Quarzes, weniger des Feldspates abgebildet. Die großen Muscovite lassen sich als Relikte einer aplitischen Injektion deuten.

Dieselben Verhältnisse findet man auch im SW. von Fichtenbach in einem Felsen unterhalb der Landesgrenze, in Prinzenfelsen bei Fichtenbach, in Fichtenfels, Drei Wappen, Turecká skalka ober-

halb Kleneč, bei Voithenberg Punkt 718 m, Bayerenwarte auf dem Dachsriegel, bei Waradein im Kontakte an den Granit, in Furth i. W. (Blöcke aus den Wasserleitungsausgrabungen) u. a. a. O.

Von GÜMBEL [1] wurde der cordierithaltige Körnelgneis (Dichroitgneis) nur bei Herzogau und i. S. bei Cham angegeben, der in der Richtung gegen Furth i. W. in glimmerreiche und schuppige Gneise und gegen die Landesgrenze hin über Gleißenberg und Reiseck in den quarzreichen Körnelgneis, wie er am Keitersberg und auf dem Arber zutage tritt, übergehen soll. In seiner geologischen Karte [2] ist der Cordieritgneis zwischen Waldmünchen und Tiefenbach im N. und zwischen Penting und Runding im S. eingezeichnet. Aus dem oben Gesagten stellt es sich heraus, daß die Verbreitung des Cordieritgneises eine weit größere ist.

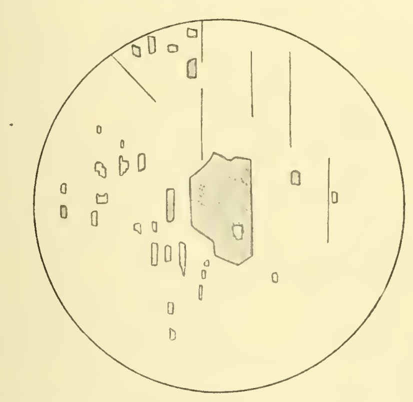


Fig. 1. Interpositionen von Anorthoklas (dunkel) im Plagioklas (hell). (Vergr. 440, gew. Licht.)

In allen oben genannten Fundorten hat der Verfasser in den Plagioklasen feine quadratische oder längliche, auch etwas gewundene Interpositionen (Fig. 1) gefunden, die oft feinst lamelliert sind und beim tief gesenkten Kondensor einen schwach gelblichen Ton annehmen. Sie besitzen eine orthoklasähnliche Doppelbrechung und eine entschieden geringere Lichtbrechung als der Wirt und sind parallel mit seinen Lamellen angeordnet. Die Oberfläche der bewirtenden Plagioklase erscheint dadurch oft schuppig bis schachbrettartig. Die Lamellen der Interpositionen sind oft so fein, daß sie sich erst beim Objektiv VII LEITZ auflösen. Wenn ein solcher Plagioklas am Rande des Dünnschliffes liegt, läßt sich an

[1] GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. p. 241 u. f.

[2] GÜMBEL, Geognostische Karte des Königreiches Bayern. II. 1866. Blatt Cham.

der Lage der BECKE'schen Lichtlinie beobachten, daß die Lichtbrechung in beiden Hauptrichtungen beträchtlich niedriger ist als die des Canadabalsams.

Das Innere der Körner ist gewöhnlich sehr rein und ihre Auslöschung ist spiegelglatt; so ist es auch in den Gneisen, wo der Quarz eine bis rupturell undulöse Auslöschung zeigt. Es finden sich aber auch solche z. B. an Satteltanne bei Čerchov, die eine Unmenge von Körnern mit hoher Licht- und sehr niedriger Doppelbrechung (Zoisit?) beherbergen. Dadurch stellen sich diese Interpositionen als ein Dissoziationsprodukt dar. Es kommen auch selbständige, kleine und gewundene, aber auch größere gerundete Körner vor, die die feinste Lamellierung am besten zeigen. Die mit dem Gneise von Langem Felsen (südwestlich von Čerchov) mittels Benzonitril der Firma Dr. BENDER & Dr. HOBEIN in München und Zürich ($n = 1,530$)[1] vorgenommene Prüfung ergab, daß die Lichtbrechung wesentlich niedriger ist und daß folglich der Feldspat der Interpositionen nicht in die Reihe der Plagioklase gehört. Die mikrochemische Prüfung mittels Fluorwasserstoffsäure und Platinchlorid (nach Feststellung ihrer Reinheit) ergab die Anwesenheit von Natrium und etwas Kalium. Da ich niemals die typischen Gitterlinien des Mikroklins in den Körnern und Interpositionen beobachtet habe, halte ich dieselben für Anorthoklas (mittlere Brechungsindizes nach ROSENBUSCH, Physiographie, I, 2, p. 327: $\alpha_{na} = 1,523$, $\beta_{na} = 1,528$, $\gamma_{na} = 1,529$).

In ROSENBUSCH (a. a. O. p. 328) liest man, daß die Anorthoklase in den quarzarmen oder quarzfreien foyaitischen Tiefengesteinen in weiter Verbreitung auftreten, daß aber ihr Vorkommen in den granitodioritischen Tiefengesteinen einer strengeren Begründung bedarf. Von GRUBENMANN[2] werden zwar Anorthoklase im Mineralbestand der Kata-Alkalifeldspatgneise und Kata-Tonerdesilikatgneise angegeben, aber in der speziellen Beschreibung desselben Mineralbestandes wird von ihnen nicht gesprochen, wohl aber der Schachbrettalbit erwähnt[3]. Ähnliche Ausbildung zeigen manchmal unsere Interpositionen, gehören aber dem Anorthoklas an.

Die Schwierigkeiten (Anwesenheit von Kalium), welche sich ergeben, wenn man die Interpositionen als Dissoziationsprodukt der Feldspate deutet, lassen sich nur durch sorgfältige chemische Untersuchung der letzteren beseitigen. Wenn die bewirtenden Feldspate wirklich kalifrei sind, muß das Kalium von außen herrühren.

[1] Mittels Spaltblättchen aus Gips, die in Benzonitril suspendiert waren, erwies sich die Lichtbrechung der Flüssigkeit als gleich dem Index γ des Gipses.

[2] GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. II. p. 24 u. 46, in der zweiten Aufl. p. 144 und 150, wo von der Entmischung der Anorthoklase in Mikroperthit und von parasitärer Neubildung von Muscovit gesprochen wird.

[3] l. c. I. p. 61, in der zweiten Aufl. p. 81.

Die Entstehung der Sölle.

Von **E. Geinitz.**

Die Frage nach der Bildung unserer norddeutschen Sölle ist noch nicht endgültig abgeschlossen. Kürzlich hat Ed. Brückner in einer Bemerkung (Zeitschr. f. Gletscherk. 8. p. 197) zu der interessanten Arbeit von Lamansky[1] nebenbei auch die Bildung der Sölle erklärt mit folgenden Worten:

„Zweifellos sind bei diesem Rückzug" (des nordischen Inlandeises) „hier und da Eismassen vom Hauptkörper des Inlandeises abgetrennt und unter Sand und Kies begraben worden; als sie dann abschmolzen, entstanden durch Einsturz an ihrer Stelle die Sölle."

Ich würde auf diese Bemerkung nicht eingehen, wenn nicht die Gefahr bestände, daß eine von führender geographischer Stelle gegebene Erklärung sehr rasch auch ohne weitere Nachprüfung in weiten Kreisen Verbreitung finden kann.

Ich erinnere nur an zwei bekannte Tatsachen:

1. Das Vorkommen der Sölle ist nicht vereinzelt, hier und da, sondern (besonders im Gebiete der baltischen Endmoränen und nördlich derselben) in Tausenden allgemein verbreitet (in Mecklenburg allein 35—40 000).

2. Die Sölle finden sich fast ausschließlich auf Geschiebelehmboden, nicht oder nur ausnahmsweise auf Sandboden. Sie bilden geradezu einen wesentlichen Bestandteil der norddeutschen Grundmoränenlandschaft. Nach dem Abschmelzen (oder Verdunsten) des Eises blieb als Rückstand die Innen- und Grundmoräne zurück, also der hangende Teil, Eis, verschwand und der liegende, Moränenschutt, blieb übrig und bildete die Oberfläche. Nach der Vorstellung Brückner's dagegen sollte sich auf den hangenden Teil, Eis, noch eine Decke von Sand und Kies gelegt haben; dann müßte sich auf dem Geschiebelehmboden noch Sand und Kies finden, in dem erst die Sölle lägen; dies widerspricht den Tatsachen.

Der Geologensteg und der Versuchsstollen im Weiberburggraben bei Innsbruck.

Von **G. Gürich.**

In den Sitzungsberichten des Hamburg. Naturw. Vereins 1911 hatte ich behauptet, daß die sog. untere oder ältere Moräne nicht von der Höttinger Breccie überlagert würde, sondern daß diese Moräne in eine Hohlkehle der Breccie seitlich hineingepreßt worden,

[1] Vergl. das Referat von Frech im N. Jahrb. f. Min. etc. 1914. Bd. II. p. 297—300.

demnach jünger wäre als die Breccie. Die Breccie müßte nach dem Aufschlusse unter der Hungerburg präglazial sein. Die Berichte von LEPSIUS und AMPFERER über die Ergebnisse des Versuchsstollens veranlassen mich jetzt kurz darauf einzugehen. Die Besichtigung des Aufschlusses ergab mir einmal, daß es sich bei PENCK, LEPSIUS und mir um denselben Punkt handelt; man sieht mit vollster Deutlichkeit, wie links-westlich vom Stollen die Grundmoräne mit schräg ansteigender Grenze gegen die milderen Schichten der Breccie abstößt, wie sie dann unter dem Dache der festen Hauptbank sich nach Osten heraushebt. Der Geologensteg hat unmittelbar östlich vom Stollen die Wand angeschnitten, dadurch wird der Sachverhalt klar. Der Versuchsstollen führt in der Hohlkehle, parallel zu der benachbarten, nördlich eingreifenden Schlucht in das Gehänge hinein. Genauere Maße mögen später folgen. Es ist ferner undenkbar, daß die groben Gerölle der Breccie sich in wechselnden Schichten auf einen Kegel von lockerem Sande, der die Bedeckung der Grundmoräne bildete, hätten ablagern können, ohne diese Unterlage zu zerstören. Die Breccie war vorher da, vorher die Schlucht, nachher füllte die Moräne die Schluchten und Hohlkehlen mehr oder minder aus. Über der Grundmoräne, nahe dem Außenrande der Hohlkehle, entstanden Schotter, weiter nach innen unter dem Dache der Hauptbank feinere Sande, und nur ganz an der Innenkante der Hohlkehle wurde Grundmoräne allein hineingepreßt. Dieser Aufschluß muß also ausgeschaltet werden, wenn man versuchen will, für die Höttinger Breccie ein interglaziales Alter nachzuweisen. Da aber von jeher gerade in diesem Aufschlusse ein Hauptbeweisgrund für das Interglazial überhaupt gesehen wurde, verliert zugleich die gesamte Beweisführung an Überzeugungskraft.

Zurzeit Neapel, 29. Juni 1914.

Die Lebensbedingungen der obercretacischen Dinosaurier Siebenbürgens.

Von Dr. **Franz Baron Nopcsa**.

Abgesehen von der Gruppierung der an irgendeiner Fossilfundstelle vorkommenden Formen ist auch die Untersuchung des Sedimentes, in dem sie liegen, für die Beurteilung der Lebensbedingungen der betreffenden Tiere von wesentlicher Bedeutung. Unter welchen verschiedenen Bedingungen Anhäufungen verschiedener Tiere, namentlich Wirbeltiere, zustande kommen können, das kann man z. B. durch den Vergleich dreier bekannter Knochen-Lokalitäten, nämlich Fâyum, Pikermi und Szentpéterfalva erkennen. In Fâyum haben wir, wie ich mich persönlich überzeugte, eine in

einem Ästuarium zustande gekommene Knochenanhäufung von Waldtieren und Fischresten, in Pikermi eine Knochenanhäufung von Steppentieren, respektive Felsbewohnern, ferner Landschnecken und Landschildkröten, bei Szentpéterfalva endlich, wie wir sehen werden, eine Anhäufung von Sumpfdinosauriern und Sumpfschildkröten vor uns.

Das nesterweise Vorkommen verschiedener Wirbeltierreste in der obersten Kreide Siebenbürgens ist bereits im Jahre 1902 besprochen worden [1], der Zweck der folgenden Zeilen ist, die weiteren physikalischen und biologischen Verhältnisse zu studieren, die bei der Ablagerung des Szentpéterfalvaer Sandsteins an dieser Lokalität herrschten, hierauf die gleichen Verhältnisse der später von mir entdeckten [2] und vom Geologen O. Kadić ausgebeuteten, von Szentpéterfalva 13 km weit entfernten Fossilfundstelle Valiora zu erörtern und einige ergänzende Bemerkungen über die dritte Dinosaurier-Lokalität Siebenbürgens, nämlich Alvincz, zu machen.

1. Szentpéterfalva.

Wie schon wiederholt erwähnt, verteilen sich die zahlreichsten, bei Szentpéterfalva gefundenen Knochenreste auf die drei Dinosauriergenera: *Mochlodon*, *Telmatosaurus* und *Titanosaurus*.

Es haben sich von diesen drei Tierarten isolierte Knochen und Knochenfragmente, ferner — allerdings selten — koassoziierte, von fremden Beimengungen verschonte Skelettpartien, endlich auch zu Nestern angehäufte Knochenmengen gefunden.

Wenigstens 70 % der von Szentpéterfalva stammenden Knochen verteilen sich derzeit auf diese drei Gattungen, von denen wenigstens je 15 Individuen in verschiedensten Altersstufen [3] bekannt

---

[1] Nopcsa, Über das Vorkommen von Dinosauriern bei Szentpéterfalva. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Berlin 1902. p. 34.

[2] Nopcsa, Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabànya und der rumänischen Landesgrenze. Mitteilung aus dem Jahrbuch der kgl. ungar. geol. Anstalt. Budapest 1905. p. 172.

[3] O. Abel's Anschauung, daß die jugendlichen *Iguanodon* ein anderes Habitat bewohnt hätten als die alten Tiere, kann ich nach dem, was uns die mit *Iguanodon* verwandten Ornithopoden Szentpéterfalvas lehren, nicht teilen. Für das Fehlen von jungen *Iguanodon*-Exemplaren bei Bernissart müssen wir uns nach einer anderen Erklärung als der O. Abel's umsehen. Ich glaube, die Frage, warum bei Bernissart junge *Iguanodon*-Individuen fehlen, läßt sich durch die Annahme lösen, daß die jungen Exemplare des belgischen Dinosauriers einfach deshalb nicht in der Lage waren, in das jedenfalls auf katastrophale Weise entstandene Massengrab bei Bernissart zu gelangen, weil sie, als weniger widerstandsfähig, schon früher jenen Faktoren, die die alten Tiere nach Bernissart getrieben hatten, zum Opfer gefallen waren. Welches diese Faktoren waren, bleibt freilich noch zu untersuchen. (Abel, Die Vorfahren der Vögel und ihre Lebensweise. Ver-

wurden. Von *Mochlodon* sind Reste bekannt geworden, die auf Exemplare von ca. 0,5 m bis 3—4 m Länge, von *Titanosaurus* Reste, die auf Exemplare von 1,5 m bis 5—6 m Länge schließen lassen, und das gleiche gilt vom *Telmatosaurus*. *Mochlodon* und *Telmatosaurus* sind ornithopode Dinosaurier; vom *Titanosaurus* glaubte ich im Jahre 1910, daß auch er einem und zwar quadrupeden Ornithopoden angehöre[1], ich habe dementsprechend damals die „*Titanosaurus*"-Wirbel und *Titanosaurus*-Extremitäten mit dem Schädel von *Telmatosaurus* vereinigt, und zwar schien mir diese Vereinigung durch das äußerst häufige Zusammenvorkommen von *Telmatosaurus*-Zähnen und *Titanosaurus*-Extremitäten sowie den Umstand geboten, daß trotz des reichen Materiales bis 1910 keine zum *Telmatosaurus*-Schädel passende trachodontid gebaute Oberschenkel von Szentpéterfalva bekannt waren. Die Annahme dieser Vereinigung hat sich seither, und zwar namentlich infolge des Auffindens von trachodontiden, zum *Telmatosaurus*-Schädel passenden Oberschenkelknochen, als unrichtig erwiesen; auf die Wichtigkeit der trachodontiden Oberschenkel für die Nomenklatur von *Telmatosaurus* soll bei anderer Gelegenheit zurückgegriffen werden; hier sei betont, daß *Titanosaurus*, wie Wirbel, Extremitäten, Schultergürtel und Beckenknochen zeigen, ein typischer Sauropode ist, dessen spongiöse Rückenwirbelkörper im Vereine mit der großen Entwicklung von Knorpel an den geraden Extremitätenknochen auf hochbeinige Stellung, aber amphibische, resp. aquatische Lebensweise deuten.

Was nun *Mochlodon* und *Telmatosaurus* anbelangt, so ist folgendes zu bemerken: Der Zahnbau und der Zahnersatz von *Telmatosaurus* ist der von *Trachodon* sehr ähnlich. *Telmatosaurus* verzehrte daher offenbar fast die gleiche Kost wie sein nordamerikanischer Vetter. Gleiche Nahrung setzt nun aber ein gleiches oder ähnliches Milieu voraus, und da bei *Trachodon* Schwimmhäute bekannt wurden, so ist es nicht gewagt, wenn wir bei *Telmatosaurus* dessen Fußbau auch sonst im wesentlichen mit *Trachodon* übereinstimmt, eine analoge Bildung voraussetzen. Durch F. Werner und O. Abel ist nun darauf hingewiesen worden, daß sich nicht nur Wasser-, sondern auch einige Wüstentiere durch Schwimmhäute charakterisieren, und da nun sowohl das Vorkommen von *Trachodon*-Mumien als auch das Material, in dem sie eingebettet sind, auf ein sehr arides, fast wüstenartiges Klima weisen, der lateral komprimierte Schwanz der Ornithopoden, den man gerne als Ruder-

handl. d. Zoolog.-Botan. Gesellsch. Wien 1911. p. 184.) Über den Massentod von Krokodilen bei Wanderungen vergl. Wiman, Paläontolog. Zeitschr. Berlin 1914. 1. p. 150.

[1] Nopcsa, The systematic position of the upper cretaceous Dinosaurs *Titanosaurus*. Geol. Magazine. London 1910. p. 261.

schwanz auffaßt, ein nicht sehr vielsagendes Merkmal ist, das vielleicht durch das Körpergewicht und der bei dieser Gelegenheit nötigen Muskelkraft erklärt werden könnte, so ist bei der Entscheidung, ob *Trachodon* ein Steppen- oder Sumpftier war, die größte Vorsicht nötig, zumal wir wissen, daß sich Bipedie nur in einem das Laufen nicht hindernden Gebiete — einer Steppe — entwickelt und bipede Tiere erst später zu Sumpfbewohnern werden (Sumpfvögel). Auch die Kauwerkzeuge der Ornithopoden geben uns über deren Lebensweise direkt keinen Aufschluß, denn der scharfe Schnabel von *Mochlodon* weist im Verein mit den Kauzähnen nur höchstens darauf, daß dieser Dinosaurier außen harte, innen aber weiche Nahrung zu bewältigen hatte, während der flachere, breite Schnabel von *Telmatosaurus* so gedeutet werden könnte, daß die Pflanzennahrung dieses Tieres auch außen von einer weniger widerstandsfähigen Hülle bedeckt war.

Da alle diese Angaben für die Bestimmung der Lebensweise dieser beiden Dinosaurier nicht genügen, werden wir diese nur aus dem Milieu, in dem diese Tiere lebten, erschließen können. Was wir mit Sicherheit wissen, ist, daß diese Tiere bei Szentpéterfalva nicht ortsfremd waren, denn dies läßt sich sowohl aus der großen Zahl ihrer Reste, als auch aus dem bereits betonten Vorkommen von Jugendexemplaren erkennen.

Fast ebenso häufig wie die drei genannten Dinosaurier sind bei Szentpéterfalva Sumpfschildkröten, von denen mir zum Teil nur Bruchstücke, zum Teil aber vollständige Extremitäten — ja sogar den Schädel — aufweisende, daher offenbar am Todesort begrabene, gar nicht zerfallene Skelette bekannt wurden.

Man kann annehmen, daß die Schildkröten über 20 % der Szentpéterfalvaer Fauna ausmachen, so daß für alle anderen noch aufzuzählenden recht verschiedenartigen organischen Reste zusammen weniger als 10 % verbleiben, was gewiß sehr auffällt.

Unter den 10 % ist es in erster Linie ein Dinosaurier *Struthiosaurus*[1], der unsere Aufmerksamkeit fesselt. Dieses bei Szentpéterfalva bloß durch spärliche, fragmentäre Reste zweier ausgewachsener Individuen vertretene Reptil ist, wie aus dem fast querelliptischen Durchschnitte seines mäßig langen Schwanzes, seinen vier gleichlangen, wohlentwickelten Schreitfüßen und aus dem schweren glyptodonartigen, die Rumpfbewegungen hemmenden Panzer ableitbar, gewiß kein Sumpfbewohner oder gar Schwimmtier gewesen.

[1] Als „acanthopholidider Dinosaurier“ erwähnt in Nopcsa, Dinosaurierreste aus Siebenbürgen III. Denkschriften d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1909, p. 230. Wegen der bisherigen *Struthiosaurus*- (= *Crataeomus*-) Reste vergl. Seeley, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1881. Die Beschreibung der siebenbürgischen Reste soll als Teil IV meiner Arbeit „Dinosaurierreste aus Siebenbürgen“ demnächst in den Denkschriften d. k. Akad. d. Wiss. in Wien erscheinen.

Von Krokodiliern kennt man bei Szentpéterfalva nur mehrere ausgebissene oder abgestossene Zahnkronen, sowie ein isoliert gefundenes Humerusfragment. Auf Pterosaurier deuten ein isoliert gefundenes Notarium, sowie zwei zusammen mit zwei unbestimmbaren Röhrenknochenfragmenten gefundene Zähne; der möglicherweise in Sümpfen lebende Vogel *Elopteryx* ist durch Reste zweier Individuen bekannt geworden[1], was, da es sich um Vogelreste handelt, relativ viel ist. Von echten Lacertiliern haben sich nur drei Wirbelfragmente gefunden[2]. Dünnschalige Unionen und Süßwassergasteropoden vervollständigen die Fauna. Die Flora des Danien ist bei Szentpéterfalva bloß durch einige 10—15 mm große Kohlenbrocken vertreten, man erkennt also, daß die physikalischen Bedingungen bei der Ablagerung der Szentpéterfalvaer Sedimente für die Konservierung jener weichen Pflanzen, von denen sich *Mochlodon*, *Telmatosaurus* und wohl auch *Titanosaurus* nährten, nicht günstig waren, größere härtere Holzstücke aber (sofern vorhanden) immerhin hätten verkohlen können.

Wir sehen also, daß bei Szentpéterfalva, von *Mochlodon* und *Telmatosaurus* abgesehen, Sumpftiere wie *Titanosaurus*, Schildkröten, Sumpfvögel dominieren, Tiere des festen Bodens (*Struthiosaurus* und Lacertilier) aber nur Spuren hinterlassen haben. Der Mangel an eingeschwemmtem Holz zeigt, daß die tonigen, das hauptsächlichste Knochenmaterial liefernden Schichten bei Szentpéterfalva nicht in langsam fließendem, härtere, zur Verkohlung geeignete Hölzer transportierendem, sondern stagnierendem Gewässer abgelagert wurden. Die mit den Tonschichten wechsellagernden Schotterschichten (heute Konglomeratbänke) weisen auf rapid strömende periodische Inundationen; die gute Rundung der Rollsteine weist auf relativ fernen Ursprung des Materials. Was die Tiefe des Wassers anbelangt, in der die blauen Tonschichten abgelagert wurden, so weist das Fehlen von Trockenrißplatten und Fährtenplatten im ganzen mächtigen Schichtkomplex darauf, daß diese Tonschichten zur Danienzeit kaum jemals auf längere Zeit trocken gelegt wurden, der Mangel an kohligen Blattabdrücken zeigt aber anderseits, daß eine für die Konservierung von weicherem Pflanzenmaterial günstige Wassertiefe in diesem stagnierenden Gewässer nicht erreicht wurde, alle Sumpfgewächse vielmehr zu gasförmigen Zersetzungsprodukten und durch das Wasser entfernbare Humussäuren verwesten. Wir sind daher berechtigt, an sehr seichtes Wasser zu denken. Möglicherweise war die periodische Inundation des Szentpéterfalvaer

[1] Andrews, Bird remains from the upper cretaceous of Transsylvania. Geological Magazine 1913. (Das Femur dieses Vogels ist Andrews zufolge jenem eines Kormorans ähnlich, die Tibia hingegen weist auf vorwiegend schreitende Gangart.)

[2] Ich behalte mir vor, über diese Reste bei anderer Gelegenheit ausführlicher zu berichten.

Gebietes die Ursache, daß sich hier kein Sumpfwald entwickeln konnte [1]. Blauschlamm zwischen hohem Schilfbestande und durch Humussäuren dunkel gefärbte Gewässer konnte ich heutzutage an manchen sumpfigen Orten, so z. B. in den Donausümpfen des südlichen Ungarns, konstatieren und dies trotzdem, daß der bei den dort vorkommenden Inundationen abgelagerte Lehm ursprünglich ockergelbe Farbe aufweist.

Infolge aller der aufgezählten Beobachtungen ist bei Szentpéterfalva an einen, abseits eines größeren Gewässers gelegenen, periodischen Inundationen ausgesetzten, mit einer seichten Wasserschichte bedeckten und, wie die zum Teil rote gefleckte Farbe der Sedimente zeigt, vom Sonnenlichte durchstrahlten [2] Süßwassersumpf zu denken, in dessen Schlamm *Telmatosaurus* etc. sowie *Elopteryx* wahrscheinlich herumgewatet haben. In diesem Sumpfe gab es jedenfalls einige tiefere Lachen, die die bevorzugten Aufenthaltsorte und Fraßplätze beutegieriger Krokodilier waren und so zur Entstehung der 1902 besprochenen Knochennester Anlaß gaben, während hin und wieder an seichteren Stellen liegengebliebene Kadaverstücke jene koassoziierten Skelettpartien abgaben, die uns heute bei der Gruppierung des Knochenmaterials leiten. Das Danien bei Szentpéterfalva muß daher eine Sumpfbildung genannt werden.

Im ersten Augenblicke scheint es auffällig, daß in den Szentpéterfalvaer Sumpfablagerungen Krokodilzähne zwar vorkommen, Krokodilknochen jedoch fehlen aber; der Mangel von Krokodilresten ist durch die Beobachtung, daß auch heute kranke, speziell verwundete Krokodile den für sie unsicheren Strand zu verlassen und in tieferes Wasser zu flüchten pflegen, leicht zu erklären.

Man wird trotz der relativ groben, durchschnittlich nußgroße, aber auch größere Gerölle enthaltenden Konglomeratbänke nicht umhin können, dem Szentpéterfalvaer Sumpfgebiete der Danienzeit eine recht große Ausdehnung zuzuschreiben, denn nur so kann man einerseits die gute Rundung der Geröllstücke, anderseits das erklärlich finden, daß die schwergepanzerten sumpfscheuen Struthiosaurier so selten in den Bereich der Krokodilier kamen. Daß zur Danienzeit in Siebenbürgen auch carnivore Dinosaurier existierten, scheint beim allgemeinen altertümlichen, Camptosauriden, Pro-Trachodontiden, Sauropoden und Pterosaurier umfassenden Habitus der siebenbürgischen Dinosaurier-Fauna und in Anbetracht des Vorkommens von Theropoden in dem ungarischen Senon von

---

[1] Vergl. J. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893—94. III. Teil. p. 753. Ähnliche Verhältnisse, wie hier für Szentpéterfalva angenommen werden, lassen sich an dem montenegrinischen Flachufer des Skutarisees konstatieren.

[2] Katzer, Über die rote Farbe von Schichtgesteinen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. p. 177.

Nagy Báróth [1] evident, doch waren diese den Dinosauriern des festen Bodens nachstellenden Raubtiere offenbar schon damals noch seltener als die Festlanddinosaurier, von denen sie lebten, und die ohnehin große Seltenheit von Struthiosauriern bei Szentpéterfalva macht das vorläufige völlige Fehlen von Theropoden daselbst infolgedessen, soferne wir für die Theropoden Festlandgewohnheiten annehmen, recht begreiflich.

Daß der eine oder andere Pterosaurier auf seinem Fluge über den von Schildkröten reich bevölkerten Sumpf von Szentpéterfalva in diesen herabfiel und hier von Krokodiliern zerrissen wurde, darf uns ebensowenig befremden, wie der Umstand, daß dieses, wie schon erwähnt, wohl von der Sonne durchglühte Schlammgebiet von größeren Süßwasserfischen gemieden wurde.

2. Valiora.

Obzwar sich die Fauna von Valiora im wesentlichen aus denselben Elementen zusammensetzt wie jene von Szentpéterfalva, so ist die Entstehungsgeschichte der sie hier umschließenden Sandsteine und Tone von denen jener Lokalität doch wesentlich verschieden. Bei Valiora lassen sich blaue und rote Tonschichten, dann ebensolche Sandsteine, außerdem aber sehr grobe rote Konglomerate konstatieren, deren meist mehr als faustgroße, oft bloß an den Kanten gerundete Elemente dem in unmittelbarer Nähe anstehenden Grundgebirge (kristalline Schiefer) entstammen.

Knochen haben sich bei Valiora so wie bei Szentpéterfalva fast ausschließlich in den grünlichblauen bis blauen Tonschichten vorgefunden. Die roten Schichten enthalten gar keine, die rot- und blaugefleckten Schichten nur sehr wenig Knochen. Ein *Mochlodon*-Unterkiefer, den ich 1912 in einer leicht rosenrot gefärbten Tonschichte vorfand, war von einer ganz prononcierten, ca. 2—3 mm dicken blauen Aureole umgeben. Darauf, daß das Zusammenvorkommen von organischen Resten und blaugefärbten Sedimenten innerhalb roter Schichtkomplexe durch organische Verwesungsprodukte bedingt wird, haben Andrée [2] und Stutzer [3] hingewiesen.

[1] Nopcsa, Notizen über cretacische Dinosaurier. Sitzungsber. k. Akad. d. Wiss. Wien, mat.-naturw. Kl. 1902. Wenn Abel für viele zumal kleine und carnivore Dinosaurier ein Leben in recht trockenen Gebieten annimmt (Abel, l. c.), so pflichte ich ihm in diesem Punkte vollkommen bei.

[2] Andrée, Paläographische Bedeutung sediment-petrographischer Studien. Petermann's Geograph. Mitteil. Gotha 1913. p. 246.

[3] O. Stutzer, Bedeutung der roten und grauen Gesteine im Schichtprofil der Steinkohlenablagerungen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. p. 423 (den Hinweis auf letztgenannte Arbeit verdanke ich der Liebenswürdigkeit von Dr. L. Waagen). Die Figur auf p. 425 in Stutzer's Arbeit ist ganz besonders interessant, weil sie genau an die beim *Mochlodon*-Unterkiefer vorgefundenen Verhältnisse erinnert.

Was die blauen Tonschichten von Valiora auf den ersten Blick von jenen bei Szentpéterfalva unterscheidet, ist das massenhafte Vorkommen von verkohlten Hölzern. Durch den Sektionsgeologen der ungarischen geologischen Anstalt, O. Kadić, der sich um die Ausbeutung der zahlreichen Fossilfundstellen bei Valiora große Verdienste erworben hat, sind fast meterlange guterhaltene Aststücke zutage gefördert worden. An Wirbeltieren hat Valiora wenigstens 3—4 *Telmatosaurus*-Exemplare, ebensoviele *Mochlodon*-Individuen, ca. 2—3 Titanosaurier, wenige Schildkrötenreste, hingegen Skeletteile von 2—3 eusuchen Krokodiliern geliefert. Süßwassergasteropoden sind bei Valiora nicht selten.

Die groben Konglomerate zeigen, daß bei Valiora zuweilen Wildbäche ihr grobes Material auf die in ruhigerem Wasser abgelagerten Tonschichten schütteten, das Vorkommen von parallel mit den Schichtflächen liegenden Holzstücken in blauem Tone zeigt aber, daß auch über die Tonschichten während deren Ablagerung eine die Hölzer transportierende sachte Wasserströmung hinwegzog: Der Ton muß sich mithin in nicht unerheblicher Tiefe, d. h. mehrere Meter tief unter dem Wasserspiegel abgelagert haben.

Das Vorkommen von ganz zerbissenen oder wenigstens Zahneindrücke aufweisenden Dinosaurierknochen weist zwar darauf, daß auch bei Valiora oder seiner Umgebung Krokodilier ihr Unwesen trieben, das Zusammengeschwemmtsein von Hölzern und Wirbeltierresten beweist aber, daß wir für das nesterweise Auftreten der Knochen auch mechanische Einwirkungen, d. h. Anschwemmung, anzunehmen haben. An einer lignitreichen Stelle konnte ich sogar eine parallele Lagerung von verschiedenartigen langen Knochen und Lignitstücken konstatieren, und das machte den Eindruck, als ob hier die Knochen durch die herantreibenden und versinkenden Äste in diese Lage geschoben worden wären.

Da sich in den Knochenanhäufungen von Valiora, wie übrigens auch sonst dort relativ zahlreiche Krokodilknochen, ja sogar Skelette dieser Tiere vorfinden, haben wir es hier augenscheinlich mit den Ablagerungen jener relativ tiefen (ich meine keineswegs sehr tiefen) Gewässer der Danienzeit zu tun, in die sich kranke oder verletzte Krokodile zu flüchten pflegten. Die Sedimente von Valiora zeigen sich mithin im Vergleiche zu jenen von Szentpéterfalva als eine dem Ufer näher gelegene, aber in tieferem, strömendem Süßwasser zur Ablagerung gelangte, also fluviatile oder lacustre Bildung.

Je kohlenreichere Schichten wir im Danien Siebenbürgens auf ihren Wirbeltiergehalt untersuchen werden, desto eher dürfen wir hoffen, die bei Szentpéterfalva so spärlich vertretene Fauna des trockenen Landes besser entwickelt zu entdecken. Einen Beleg für die Richtigkeit dieser theoretischen Erwägung sehe ich darin, daß aus den Senonkohlen von Nagy Báróth bisher gerade nur

Megalosaurus-Reste stammen und daß wir aus den reichlich kohlenführenden Gosauschichten bisher gar nichts von *Titanosaurus* oder *Telmatosaurus*, sehr wenig von Schildkröten, nur ein *Mochlodon*-Exemplar, dann zwei Krokodile, im Gegensatze hiezu aber trotz der Spärlichkeit des Materials einen Pterosaurier, eine Eidechse, dann gleich drei oder gar vier Struthiosaurier und einen Megalosaurier kennen. Wir können durch einen Vergleich von Szentpéterfalva mit Valiora und mit den Gosauschichten für die Orthopoden und Sauropoden der oberen Kreide paludische Lebensweise, für die Megalosaurier und Struthiosaurier ein Leben am festen Boden annehmen, von wo sie sich dann manchmal in moorige bewaldete Gebiete verirrten, weshalb man dann heutzutage ihre Reste mit Kohlen vergesellschaftet antrifft.

3. Alvincz.

Im Anhange an die Besprechung der bekannten und fossilreichen Lokalitäten Szentpéterfalva und Valiora soll an dieser Stelle die Lokalität Alvincz besprochen werden. Im Jahre 1904 fand ich bei Alvincz in einer aus kantengerundeten Elementen bestehenden, auffallenderweise roten Sandsteinbank, die zwischen rote Konglomeratbänke eingelagert ist, zahlreiche Dinosaurierknochen [1], unter denen ein Sacrum deshalb bemerkenswert war, weil das Innere seiner Markröhre denselben Sandstein aufwies wie die Umgebung des Knochens und daher nicht gut angenommen werden konnte, daß sich das Stück auf sekundärer Lagerstätte befinde. Andere, allerdings abgerollte, Dinosaurier-Knochen hatten sich schon früher 14 km weit von Alvincz an den Hängen des roten Rechberges bei Lamkerék in gleichem oder jedenfalls wenigstens zum Verwechseln ähnlichem Materiale gefunden.

Infolge dieser Umstände war ich seinerzeit genötigt, beide Bildungen für obercretacisch zu halten; im Jahre 1913 sind nun aber von L. Lóczy in den Konglomeraten des roten Rechberges Nummuliten und Alveolinen enthaltende Geröllstücke entdeckt worden [2]; das cretacische Alter dieser Bildungen ist hiemit widerlegt und wir müssen für die Dinosaurierreste des roten Rechberges sekundäre Lagerung annehmen. Ob dies auch für die Dinosaurierreste von Alvincz zutrifft, scheint mir aber zum mindesten fraglich, denn wenn man in Anbetracht von Lóczy's Funden bei Lamkerék und Roth seinen Beobachtungen bei Magyarigen und Borbánd [3]

[1] Nopcsa, Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulaféhervár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. Ungar. geol. Anst. Budapest 1905. p. 179.

[2] L. Lóczy, Igazgatósági jelentés. A magyar földtani intézet évi jelentése 1912-röl. Budapest 1913. p. 26.

[3] L. Roth, A magyarországi danien elterjedéséhez (Földtani közlöny. Budapest 1907) erwähnt von Magyarigen Steinkerne von *Cyrena semi-*

auch für die Dinosaurierreste bei Alvincz sekundäre Lagerung annehmen wollte, so ergibt sich die Frage, wieso ein so eckiges und löcherdurchsetztes Stück, wie das von mir im Jahre 1911 abgebildete[1] und beide Ilea tragende, übrigens mit rotem Lehm imprägnierte Sacrum eines Dinosauriers so aus seinem Muttergestein herauswittern konnte, daß nicht einmal in seinem Rückenmarkskanal Spuren seiner ursprünglichen Matrix erhalten blieben, und wie es dann weiterhin unverletzt in eine kantengerundete Steine führende, daher torrentielle Bildung gelangen konnte.

Da die umliegenden älteren (senonen) Kreidebildungen bei Alvincz keine roten Sandsteine aufweisen, scheint die Annahme, daß der rote Sandstein im Neuralkanal ein anderer gewesen sei als der umgebende, ausgeschlossen, Roth's Annahme, daß dieses Stück und zahlreiche andere aus dem unweit der Fundstelle anstehendem tonigem Senone stammen[2], muß daher zurückgewiesen werden. Übrigens sind die Stücke, um die es sich handelt, weiß und infolge der Imprägnierung durch roten Lehm etwas rötlich gefärbt, während aus blauen Tonen stammende Stücke im frischen Zustande meist graue, grüne, braune oder schwärzliche, nach Verwitterung hell blaugraue Farben zeigen.

Dafür, daß wir es bei Alvincz mit Knochen auf sekundärer Lagerstätte zu tun haben, spricht in gewisser Weise die intensive rote Farbe des Sandsteins, da sie in Anbetracht der physikalischen Verhältnisse, unter denen der Sandstein abgelagert wurde[3], auf eine frühzeitige Kalzination der eingeschlossenen Knochen hinweist, dagegen spricht die generische Zusammengehörigkeit der wichtigeren Stücke, die alle zu *Mochlodon* und dazu scheinbar noch einem einzigen Individuum gehören. Der Umstand, daß das die größeren Stücke umschließende Gestein von relativ vielen kleinen kantengerundeten Knochenstücken erfüllt ist, muß bei der Erörterung der Genese dieser Fossilfundstelle, da wir es ja mit einem kantengerundeten Sandstein zu tun haben, außer Betracht bleiben, wohl muß man aber daran denken, daß sich sowohl die Kalzination, als auch die Zertrümmerung vor der Einbettung durch die Annahme erklären lassen, daß die Knochen vor ihrer Einbettung in das torrentielle Sediment an irgendeiner Berglehne längere Zeit der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt waren und daher mecha-

---

striata, *Mitra* cf. *cupressina*, *Potamides margaritaceum* (?), *Natica millepunctata* (?) und von der Borbánder Gegend *Ostrea aginensis*, *Ostrea digitalina*. — Weitere Bemerkungen hiezu G. Halaváts, Főldtani intézet évi jelentése 1905-röl. Budapest 1906 und Nopcsa, Főldtani kőzlőny. Budapest 1909. p. 129—130.

[1] Nopcsa, *Omosaurus Lennieri*. Bulletin Soc. Geol. Normandie. Le Havre 1911. Tab. V Fig. 1.

[2] L. Roth, Főldtani kőzlőny. Budapest 1909. p. 130—131.

[3] Es handelt sich nicht um Wüstenbildung.

nisch und z. T. auch chemisch zerfielen. Der Annahme, daß dieser Zerfall nach der Fossilisation eingetreten wäre, widerspricht die scheinbare Zusammengehörigkeit mehrerer Stücke und ihre teilweise gute Erhaltung. Nach ABEL waren die Leichen der Pikermitiere vor ihrer Anhäufung an der berühmten Fundstelle gleichfalls zuerst der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt und auch hier hat das Sediment trotz der großen Menge von Knochen vorwiegend rote Farbe.

Was uns bei Alvincz, falls es eine primäre Knochenlagerstätte darstellt, im Anschluß an die paludische Entstehung der Knochenlager von Szentpéterfalva und die fluviatile Entstehung der Knochenlager von Valiora interessant erscheint, ist der Umstand, daß wir es hier mit in torrentiellen Sedimenten konservierten Dinosaurierresten zu tun hätten. Freilich gebe ich zu, daß es derzeit zweckmäßig erscheint, die Frage über die primäre oder sekundäre Lagerstätte der Dinosaurierknochen bei Alvincz in Anbetracht von LÓCZY und ROTH ihren Entdeckungen noch einigermaßen offen zu lassen, anderseits aber zu bedenken, daß die Schichten von Borbánd, Magyarigen und Lamkerék mit jenen von Alvincz möglicherweise nicht ident sind.

Es scheint naturgemäß, im Anschluß an die Lebensbedingungen der cretacischen Dinosaurier Siebenbürgens etwas über deren Aussterben zu erwähnen, da sich diese Frage aber besser erst nach einer kritischen Zusammenstellung des ganzen europäischen obercretacischen Dinosauriermaterials erörtern läßt [1], sei hier nur darauf hingewiesen, daß nach meiner Ansicht speziell in Siebenbürgen geographische und klimatische Veränderungen beim Aussterben der Dinosaurier eine wesentliche Rolle spielten.

Wien, Februar 1914.

Besprechungen.

N. Roestel: Methodisches Handbuch der Mineralogie und Geologie. (Leipzig bei Quelle und Meyer. 1912. 259 p. Mit 170 Textfiguren.)

Das Buch ist für Schulen bestimmt, in denen den Mineralien und Gesteinen nicht dasselbe Interesse zugewendet wird, wie den Pflanzen und Tieren. Verf. will dem abhelfen und dem beschreibenden mineralogischen Unterricht eine Ausdehnung geben, die auch dem geographischen Unterricht dienen kann. Er stellt dabei die Heimat mit ihren Mineralien und Gesteinen in den Mittelpunkt, von dem er unter Anlehnung an eine als notwendig vorhanden gedachte Sammlung ausgeht. Das Ziel ist, den Sinn für geolo-

[1] Eine diesbezügliche Arbeit soll demnächst erscheinen.

gische Tatsachen zu schärfen und den Schüler zu befähigen, sich über die Bodenformen und die Gesteinsschätze seiner Umgebung verständnisvoll zu orientieren. Zu diesem Zweck hält Verf. in einem ersten Kapitel Umschau auf dem Boden der Heimat und betrachtet die Bodenformen, die Bodenbestandteile, die Verwertung der wichtigsten Mineralien und Gesteine, die Lagerung der Gesteine, ihre Veränderung und Zerstörung und die Veränderung der Bodenformen. Der Begriff der Heimat ist hier ziemlich weit gefaßt; es sind hier u. a. auch die südafrikanischen Diamanten und ihr Vorkommen besprochen. Es folgen sodann in den ferneren Kapiteln: Mineralien und Gesteine, die chemische Sedimente bilden, solche, die hauptsächlich mechanische Sedimente bilden, organische Sedimente, die Feuergewalten der Erde, Tiefengesteine, Ergußgesteine, Erze und die Geschichte der Erdkruste (Formationslehre). Auf die Darstellung geologischer und petrographischer Verhältnisse ist der Hauptnachdruck gelegt, die Mineralogie tritt dagegen zu sehr in den Hintergrund. Die allgemeinen Eigenschaften der Mineralien werden da und dort im Vorbeigehen besprochen und die Kristallographie ist gänzlich vernachlässigt. So wird u. a. p. 26 als Diamantoktaeder ein Pyramidenoktaeder abgebildet, das Ikositetraeder wird p. 28 Fig. 10 Vierundzwanzigflach genannt etc. Sehr fragwürdig ist die Anweisung zur Demonstration der Spaltbarkeit des Steinsalzes p. 69 etc. Aber auch im geologischen Teil fehlt es nicht an Irrtümern, besonders unangenehm fällt u. a. die Verwechslung von Horst und Graben (Fig. 95 und 96 p. 143) auf. Immerhin ist aber das Buch anregend geschrieben und im allgemeinen gut, auch mit Abbildungen ausgestattet, so daß es seinen Zweck wohl wird erfüllen können, besonders wenn in etwaigen neuen Auflagen die nötigen Verbesserungen angebracht werden. **Max Bauer.**

H. E. Boeke: Die gnomonische Projektion in ihrer Anwendung auf kristallographische Aufgaben. Berlin 1913 (Bornträger). 54 p. und 49 Textfiguren.

Verf. hat nun auf seine 1911 erschienene Behandlung der stereographischen Projektion eine solche der gnomonischen folgen lassen. Letztere ist zwar schon 1887 von V. Goldschmidt weitgehend auf kristallographische Aufgaben angewendet worden, doch waren damals die mehrkreisigen Goniometer noch nicht erfunden, und die von diesen gelieferten Längen φ und Breiten ϱ stellen sich gnomonisch besonders einfach dar (φ winkeltreu, ϱ als tg ϱ). Die Fundamentaleigenschaften der gnomonischen Projektion werden teils bewiesen, teils anschaulich gemacht, die bei Kristallen auftretenden Aufgaben, sowohl konstruktiv als auch mittelst des Hilton'schen Netzes behandelt, dessen Gebrauch dem-

jenigen des Wulff'schen ganz analog ist. Besonders eingehend werden noch traktiert die graphische Ermittelung der geometrischen Elemente eines Kristalles aus seiner gnomonischen Projektion und seinen Flächenindizes, sowie die Umkehrung, dann die Abänderung der gnomonischen Projektion bei Veränderung der Projektionsebene, die graphische Transformation der Indizes bei Veränderung der Fundamentalflächen und schließlich die Zeichnung von Kristallen und Zwillingen mit Hilfe der gnomonischen Projektion.

Johnsen.

Waldemar Lindgren: Mineral Deposits. Bei Mc Graw-Hill Company, New York und London. 1913. XVI + 883 Seiten. Mit 257 Textfiguren.

Der Verf. bringt in diesem Buche über Minerallagerstätten im allgemeinen, auf dessen Erscheinen die amerikanischen Mineralogen und ökonomischen Geologen schon einige Zeit warteten, ein sehr umfangreiches Material in vorzüglicher Weise zusammen.

Einschließlich der Einleitung enthält das Buch 28 Kapitel. Zuerst wird die Bildung von Minerallagerstätten als Niederschläge aus Lösungen mittels Änderung des Druckes oder der Temperatur, durch Verdunsten des Lösungsmittels und durch verschiedenartige Einwirkungen der Lösungen behandelt. Der Gang, die Zusammensetzung, die chemische Wirkung und die Entstehung des Grundwassers werden dann in 5 Kapiteln besprochen. Hier folgen Abschnitte über Quellenniederschläge an der Erdoberfläche und die Verwandtschaft der Minerallagerstätten zu Mineralquellen. In den nächsten 22 Seiten wird das für Mineralogen und Montangeologen Hauptsächlichste über Faltungen und Verwerfungen erörtert. Gesteinshohlräume, Form, Struktur und Textur der Minerallagerstätten, Erzgänge und die Klassifikation der Minerallagerstätten folgen dann in dieser Ordnung. In den nächsten 15 Kapiteln werden die Lagerstätten verschiedener Arten eingehend mit möglichst vollkommenen Literaturangaben beschrieben. Die letzten Abschnitte behandeln die Oxydation der metallischen Erze und die Berechnung von Gesteinsanalysen. Ein 30 Seiten umfassendes Sachregister ist auch zu erwähnen.

In dieser kurzen Besprechung kann auf Einzelheiten nicht eingegangen werden. Der Fachmann ist dem Verf. für seine vorzügliche Zusammenstellung eines reichen Materials, sowie auch für seine eingehenden Erörterungen über die Bildung und das Vorkommen von Minerallagerstätten der verschiedenen Weltteile, jedoch mit dem Hauptgewichte auf den Erzvorkommen der Vereinigten Staaten, zum großen Danke verpflichtet. E. H. Kraus.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Oktober 14553 1914 No. 19

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zu Hermann Credner's Gedächtnis.

Von **Franz Etzold.**

Montag, den 21. Juli 1913 entriß der Tod der deutschen Geologie einen ihrer begeistertsten Jünger und fesselndsten Lehrer: Hermann Credner, emeritierten ordentlichen Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig, Dr. phil. et sc., Königlich Sächsischen Geheimen Rat, Direktor der Königlich Sächsischen Geologischen Landesuntersuchung und der Erdbebenwarte zu Leipzig. In ihm verlor die geologische Wissenschaft einen ihrer markantesten Vertreter, die Gesamtheit eine jener in sich selbst gegründeten Persönlichkeiten, die in unserer Zeit fortschreitender Nivellierung immer seltener werden.

Carl Hermann Credner wurde am 1. Oktober 1841 in Gotha als Sohn des bekannten Geologen und Bergmanns Carl Friedrich Heinrich Credner geboren. Seinen Vater, welcher neben angestrengter amtlicher Tätigkeit stets Zeit zu wissenschaftlichen Arbeiten fand, begleitete Hermann Credner von frühester Jugend an auf geologischen Wanderungen. Im Hinblick auf die dabei erhaltene vielseitige Anregung und gründliche Schulung im Beobachten war es natürlich, daß sich der 19jährige Jüngling den Bergwissenschaften zuwendete und von 1860 an auf der Bergakademie zu Klausthal im Harz studierte. Von dort, wo Friedrich Adolf Römer wirkte, ging der junge Credner nach Breslau zu Ferdinand Römer, dem Bruder des ersteren, und gab damit das Bergfach auf, um sich ausschließlich der Geologie, Paläontologie und Mineralogie zuzuwenden. Diese Studien brachte er in Göttingen als Schüler Karl von Seebach's zum Abschluß, wo er sich 1864 auf Grund einer Dissertation über „Die *Pterocera*s-Schichten (*Aporrhais*-Schichten) der Umgebung von Hannover" die philosophische Doktorwürde erwarb.

An die Universitätsjahre reihten sich unmittelbar die Lehr- und Wanderjahre des jungen Gelehrten an, denn bald nach seiner Promotion schiffte sich Hermann Credner nach den Vereinigten Staaten von Nordamerika ein, wo er sich in den Dienst der Praxis stellen und als Gutachter seinen Lebensunterhalt erwerben mußte. Leider ist seine oft geäußerte Absicht, die Lehr- und Wanderjahre in Amerika zu beschreiben, nicht verwirklicht worden. Es hätte für den jungen Geologen und Bergmann ein Buch geben können, wie es Max Eyth's „Hinter Pflug und Schraubstock" für den Ingenieur geworden ist.

Er bereiste von New York aus New Brunswick, Virginia, Georgia, Illinois, Missouri, die Umgebungen des Oberen und Michigansees und verschaffte sich einen gründlichen Einblick in die Erzlagerstätten aller dieser Gebiete. Nachdem er seine Studien über die Kreide von New Jersey zum Abschlusse gebracht hatte, kehrte er Mitte September 1868 nach fast vierjähriger Abwesenheit nach Deutschland zurück, um außer der ursprünglich augenscheinlich als längere Monographie geplanten Abhandlung über die Geognosie und den Mineralreichtum des östlichen Nordamerika die wertvollste wissenschaftliche Frucht seiner Reise vorzubereiten: seine Habilitationsschrift über die Gliederung der eozoischen (vorsilurischen) Formationsgruppe Nordamerikas, die er in weit getrennten Gebieten, in den kanadischen Seeprovinzen, in den Appalachen und zuletzt im Uferlande des Oberen Sees vergleichend untersucht hatte.

Er habilitierte sich 1869 in Leipzig als Privatdozent für Geologie und Paläontologie, fand sofort einen Kreis begeisterter Zuhörer und lenkte die allgemeine Aufmerksamkeit derart auf sich, daß er bereits im folgenden Jahre die Ernennung zum außerordentlichen Professor bekam. Die Ausübung der Lehrtätigkeit erfuhr durch den Ausbruch des Deutsch-Französischen Krieges eine jähe Unterbrechung, denn Hermann Credner zog sofort, voll glühender Begeisterung für die deutsche Sache, als Abteilungsführer beim 3. freiwilligen Sanitätskorps mit nach Frankreich hinein. Für die Umsichtigkeit und Kaltblütigkeit, mit der er während der Schlacht bei Sedan in schwerem Gewehr- und Granatfeuer für die Verwundeten gesorgt hatte, wurde er mit dem Eisernen Kreuz 2. Klasse am weißen Bande dekoriert.

Aus Frankreich zurückgekehrt, nahm er seine Vorlesungen wieder auf. In dieser Zeit erwog man in Sachsen den Plan einer speziellen geologischen Landesaufnahme. Für die Leitung derselben durch den jungen aus Preußen gekommenen, ihm zufällig bekannt gewordenen Credner, trat Freiesleben mit allem Nachdruck und mit solcher Überzeugtheit ein, daß derselbe 1872 zum Direktor der geologischen Landesuntersuchung ernannt und mit deren Organisation und alleiniger Leitung beauftragt wurde.

Wenn Credner hiermit 1872 ein weites Feld für seine Betätigung als Forscher und Organisator erhalten hatte, so war dasselbe Jahr für ihn als akademischen Lehrer und als Menschen nicht minder bedeutungsvoll. Denn im September dieses Jahres erschien die 1. Auflage seiner „Elemente der Geologie“ in Leipzig bei Wilhelm Engelmann, und wenige Tage später, am 1. Oktober, seinem 31. Geburtstage, reichte ihm Marie Riebeck die Hand zum Bunde für das Leben.

Bei der Leitung der geologischen Landesuntersuchung erwies sich Credner als ein Organisator von seltenem Weitblick und bewunderungswürdiger Arbeitskraft.

Welche Fülle von Arbeit er in den ersten Jahren seiner Tätigkeit als Direktor der geologischen Landesuntersuchung bewältigt hat, ist staunenswert. Auf zahlreichen Exkursionen, bei denen er sich den größten körperlichen Anstrengungen unterzog, machte er sich bald mit dem allgemeinen geologischen Aufbau des Landes bekannt. Bei jedem einzelnen Sektionsblatte der geologischen Spezialkarte war er leitender Mitarbeiter vom ersten Anfang bis zum letzten Ende. Zum Neujahr überreichte er dem Finanzministerium einen ausführlichen Arbeitsplan. Hatte dieser die ministerielle Genehmigung gefunden, so bekam jeder Geologe sein Arbeitspensum zugeteilt mit bis ins einzelne gehenden Richtungslinien für die Arbeit im Felde. Während derselben erhielt er oft und für mehrere Tage den Besuch seines Direktors, der bei jeder Witterung auf langen und anstrengenden Wanderungen jeden einzelnen wesentlichen Aufschluß besuchte. Im Winter leitete dann dieser Direktor durch häufige Konferenzen die kartographische Darstellung und die textliche Bearbeitung jeder Sektion. Waren endlich Reinzeichnung und Textmanuskript eingeliefert, so erledigte schließlich derselbe Direktor die Aufstellung der Farbentabelle für den Lithographen, das Lesen der Schwarz- und Buntkorrektur der Karte, die kritische Prüfung und Durcharbeitung des Erläuterungsheftes und das zweimalige Korrekturlesen des Schriftsatzes. Alle diese Arbeiten hat Credner bei jeder einzelnen Sektion geleistet, kein anderer Direktor einer geologischen Landesanstalt dürfte demnach in gleichem Maße wie er ein Recht darauf haben, daß die entstandene Karte mit seinem Namen bezeichnet werde, bei keiner andern Spezialkarte kommen aber auch die wissenschaftlichen Anschauungen des Leitenden zu gleich vollem und alleinigem Ausdruck wie bei der sächsischen.

Die Publikation der neuen geologischen Spezialkarte, mit der 1877 begonnen wurde, schritt so rasch vor, daß 1895 nicht weniger als 123 Sektionsblätter erschienen oder wenigstens druckfertig waren und daß Credner in diesem Jahre der Regierung den Abschluß des Kartierungswerkes anzeigen konnte. Die bewundernde Anerkennung seiner Leistungen fand darin ihren Ausdruck, daß ihm das Ritterkreuz 1. Klasse vom Verdienstorden und die auf Grund eines einstimmig gefaßten Beschlusses der philosophischen Fakultät errichtete ordentliche Professur für historische Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig verliehen wurde. Ein Ausruhen oder wenigstens ein seinen vorgerückten Jahren sich anpassendes behagliches Arbeiten sollte ihm jedoch nicht beschieden sein. Seine geologische Spezialkarte hatte sich als so vielseitig nutzbar erwiesen, daß in der Mitte der 90er Jahre ein Drittel der Sektionsblätter vollständig vergriffen war und von Mitgliedern der 2. Ständekammer der Wunsch nach einer Neuauflage ausgesprochen wurde. Credner's bis in das

Greisenalter nicht erlahmende Arbeitsfreudigkeit erreichte, daß nicht weniger als 45 Sektionsblätter unter seinem Namen in 2. Auflage erschienen sind und daß sich durch die Aufnahme von 3 Grenzsektionen die Zahl der die geologische Spezialkarte zusammensetzenden Einzelblätter auf 126 erhöhte.

Neben der Neuauflage der Spezialkarte trat Credner bald dem Plane, eine geologische Übersichtskarte des Landes zu entwerfen, näher und schuf trotz großer Schwierigkeiten, zu denen sich nun bereits die Altersbeschwerden gesellten, eine Karte i. M. 1 : 250 000, welche die einstimmige Bewunderung aller sachverständigen Beurteiler gefunden hat. Schließlich brachte er noch für den Gebrauch in der Schule ein Kärtchen i. M. 1 : 500 000 zustande, welches in bezug auf Anschaulichkeit, Übersichtlichkeit, harmonische Wirkung und technisch vollendete Ausführung kaum zu übertreffen sein dürfte. Dieses Kärtchen war das letzte, was Credner dem Lande zu bieten vermochte, das ihm so viel verdankt, dem er unermüdlich gedient hat, solange er überhaupt zu wirken vermochte.

Von Anfang an wendete Credner seine Aufmerksamkeit auch den technisch nutzbaren Lagerstätten, also den Erzgang- und Kohlenrevieren zu und ließ dieselben durch H. Müller, Mietzsch, Siegert, Hausse und Etzold besonders in Profildarstellungen bearbeiten. Insgesamt haben unter H. Credner an den Arbeiten der geologischen Landesuntersuchung teilgenommen: R. Beck (1883—1895), † R. Credner (1876—1877), † K. Dalmer (1878 bis 1890), E. Danzig (seit 1897), E. Dathe (1874—1880), F. Etzold (seit 1885), C. Gäbert (1899—1907), E. Geinitz (1881—1882), R. Hausse (1889—1892), † J. Hazard (1880 bis 1895), O. Herrmann (1885—1893), J. Hibsch (1892—1894), A. Jentzsch (1873—1875), E. Kalkowsky (1875), G. Klemm (1886—1892), Köhler (1874—1881), E. Krenkel (1911—1912), J. Lehmann (1874—1879), † H. Mietzsch (1873—1877), † H. Müller (1877—1907), A. Penck (1878—1879), K. Pietzsch (seit 1909), A. Rothpletz (1878—1880), A. Sauer (1877—1889), F. Schalch (1876—1889), M. Schröder (1881—1886 und 1908), † Th. Siegert (1873—1909), L. Siegert (1900), † Sterzel (seit 1877), Stutzer (1907—1910), A. Uhlemann (seit 1909), H. Vater (1885—1890), E. Weber (1886—1892), E. Weise (seit 1874). Die von allen diesen Mitarbeitern im Felde ausgeführten Arbeiten hat Credner auf das sorgfältigste geleitet und beaufsichtigt, die abgelieferten 191 Karten und Profiltafeln, sowie die 11 162 Druckseiten ergebenden Manuskripte gründlichst durchgearbeitet und durchkorrigiert, druckfertig gestellt und zweimal in der Korrektur gelesen.

Mit seiner Ernennung zum Direktor der geologischen Landesuntersuchung war Credner das Feld gegeben, dem er das Material

zu seinen Forschungen fast ausschließlich entnahm. Seine Publikationen über bei Orientierungsexkursionen gemachte Beobachtungen wurden für die spätere geologische Spezialaufnahme von grundlegender Bedeutung. Mit besonderem Eifer wendete er sich dem bis dahin in Sachsen kaum beachteten Diluvium zu. Wenn er hierbei zunächst Anhänger der Lyell'schen Drifttheorie war, so hatten ihm seine Studien in Amerika wohl schon das Unbefriedigende derselben vor Augen geführt, denn sobald Otto Torell im Jahre 1875 für Norddeutschland die Inlandeistheorie einführte, wurde Credner sofort ihr eifriger Verfechter mit dem Erfolge, daß die neuen Anschauungen rasch Eingang fanden und selbst entschiedene Gegner, wie Dechen, bald dafür gewonnen wurden. Höchst bezeichnend für Credner's Art zu denken und der gewonnenen Überzeugung Ausdruck zu geben, ist seine Stellung zur Frage nach der Genesis des Granulites. Wenn Naumann im sächsischen Granulitgebirge einen Krater umgeben von einem Wall durch den Granulit metamorphosierter Schiefer sah, so trat Credner mit allem Nachdruck für die sedimentäre Natur jenes Gesteins ein, faßte folgerichtig im Banne der herrschend gewordenen Anschauungen den Granulit als Äquivalent des Gneises auf und erklärte, Westsachsen weise drei Falten, nämlich eine erzgebirgische, eine mittelgebirgische und eine nordsächsische auf, zwischen denen sich zwei Becken, das erzgebirgische und das nordsächsische, ausbreiteten und die von der Abtragung der Falten herrührenden Sedimente aufgenommen hätten. Ein Wandel in seinen Anschauungen wurde bereits 1893 — wohl durch Gespräche mit A. Sauer über die Genesis der Gneise — angebahnt, aber ein volles Jahrzehnt verging noch, ehe er sich zu einer anderen Auffassung durchgerungen hatte; aber als das einmal geschehen war, brach er rücksichtslos mit der so lange vertretenen Deutung und überraschte die Fachgenossen auf dem 9. internationalen Geologenkongreß zu Wien mit dem Vortrage „Über die erzgebirgische Gneisformation und die sächsische Granulitformation", in welchem er für die eruptive Natur des Gneises und Granulites und deren metamorphosierenden Einfluß auf ihre Schieferhüllen eintrat. Offen bekannte er, es sei „der Kernpunkt der Ansichten wieder erreicht, zu denen der alte Meister C. F. Naumann bereits in den dreißiger Jahren des vorigen Jahrhunderts bei Erörterung der Genesis des Granulites gelangte: Eruptivität und tektonische Aktivität des Granulites". Mit diesem rückhaltlosen Bekenntnis ehrt Credner nicht nur C. F. Naumann, sondern gewinnt auch sich selbst die Sympathien aller ernst Arbeitenden. So wie er die erste Auffassung nicht unbesehen hingenommen, sondern in ernster Arbeit vor sich selbst begründet hatte, so gab er dieselbe mit Recht erst auf, als er durch fortgesetzte Arbeit, durch unablässiges Beobachten und Abwägen zu anderer Erkenntnis gekommen war.

Eine besondere Epoche in Credner's wissenschaftlicher Tätigkeit bildet die sich über 14 Jahre hinziehende Bearbeitung der Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Er mußte an dieses schwere Werk mit recht bescheidenen zoologischen Vorkenntnissen gehen; aber schon die ersten der 10 in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft veröffentlichten Monographien über die Urvierfüßlerfauna des Plauenschen Grundes zeigen, daß er weiterzukommen suchte als zu einer bloßen Aufzählung der Knochenmaße. Später behandelte er den Stoff biologisch, indem er eine Entwicklungsgeschichte des *Branchiosaurus amblystomus* von der kiementragenden Larve bis zum sechsmal so großen, auf dem Land lebenden Tier schrieb, schließlich machte er auf Grund mikroskopischer Studien den bemerkenswerten Versuch, den komplizierten Bau der Faltenzähne aus der Verwachsung einer Gruppe einfacher Gaumenzähnchen zu erklären. Mag auch der Zoolog mit Credner's Gedankengängen und Folgerungen nicht überall einverstanden sein, jedenfalls erheben sich dessen Arbeiten weit über die der meisten gleichalterigen Autoren und werden bleibenden Wert behalten.

Die größten Verdienste hat sich Credner um die Erdbebenbeobachtung und -beschreibung in Sachsen erworben. Unter der Annahme, daß das erzgebirgische Faltensystem seine Entstehung seitlicher, nach NW gerichteter Pressung verdankt, daß die eintretenden hohen Spannungen Sprünge verursachen und dieses Spaltenwerfen Erschütterungen hervorrufen könne, und daß endlich die gebirgsbildenden Ursachen sich durch enorme Zeiträume betätigt haben und noch betätigen, erschienen ihm die vogtländisch-erzgebirgischen Erdbeben als Äußerung der Gebirgsentstehung und unterirdischen Spaltenbildung infolge seitlichen Druckes. In der ganzen Bevölkerung wußte Credner das lebhafteste Interesse für die heimischen seismischen Erscheinungen zu wecken, durch die Referenten der von ihm ins Leben gerufenen Erdbebenkommission erhielt er zahlreiche Mitteilungen über jede Erderschütterung und erreichte schließlich, daß bereits 1902 von der Regierung und der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Leipzig ein Wiechert'sches 1100 kg-Pendelseismometer zur instrumentellen Beobachtung der Erdbeben angeschafft und in Leipzig aufgestellt wurde.

So ernst Credner sein Amt als Direktor der geologischen Landesuntersuchung nahm, so eifrig er sich als Forscher betätigte — in allererster Linie fühlte er sich als akademischer Lehrer. Er sprach nicht besonders fließend, aber jedes Wort saß, das Wichtige wurde hervorgehoben, ein- und zweimal unterstrichen, das Nebensächliche nur kurz angedeutet. Er war der Mann der Tatsachen, zu solchen wurde ihm die aus sorgfältigster Abwägung des Für und Wider hervorgehende Überzeugung. Hierauf beruhte

der hinreißende, geradezu faszinierende Einfluß, den er auf seine Zuhörer ausübte. In der jeden Zweifel ausschließenden Bestimmtheit des Ausdruckes, in der mit wenigen Strichen erreichten plastischen Gestaltung, in der Eindringlichkeit der Beweisführung lag die Stärke der Credner'schen Vorträge, aus denen jeder reichen Gewinn mit nach Hause nahm. Wer seine Vorlesungen belegt hatte, der lernte Credner'sche Geologie, er mochte wollen oder nicht. Trat Credner vor die Öffentlichkeit, so wollte er auch nachhaltig auf seine Zuhörer wirken. Er durchdachte seinen Stoff nach allen Richtungen hin auf das gründlichste und arbeitete sorgfältig aus, was er zu sagen gedachte. Dann sprach er vollständig frei, am liebsten auch ohne Katheder und Pult und schlug das ganze Auditorium in den Bann seines dunklen, auf jedem einzelnen ruhenden Auges. Nie hätte er sich entschließen können, im verdunkelten Saale mit seinem Wort die Vorführung von Projektionsbildern zu begleiten, und die allergeringste Meinung hatte er von dem Lehrwert endloser Lichtbilderreihen für Studierende. Weit größer noch als durch seine Kollegien war die Zahl der Schüler und Anhänger, welche sich Credner durch seine „Elemente der Geologie“ gewann, bei deren Abfassung er sich als Lehrer allerersten Ranges erwies. Die erste Auflage dieses Buches, das sich in der Einteilung des Stoffes im wesentlichen an J. D. Dana's berühmtes Manual of Geology anschließt, erschien im September 1872 und fand derartigen Anklang, daß sich noch in demselben Jahre eine unveränderte 2. Auflage notwendig machte. Das Ziel des Autors ging dahin, jede Auflage der „Elemente“ zum Spiegel unserer jeweiligen geologischen Kenntnisse und zum Ausdruck der herrschenden geologischen Anschauungen zu machen. Damit mußte natürlich der Umfang des Buches rasch wachsen, gegenüber den 538 Seiten der 1. Auflage hatte die achte 796 Seiten. Ein weiteres Anschwellen aber hielt Credner für unvereinbar mit dem Begriff eines Lehrbuches, er gehörte nicht zu den Autoren, die sich von dem anwachsenden Stoff gern zum Schreiben eines 2. Bandes drängen lassen. Sein ganzes Streben ging vielmehr dahin, das sich in reichster Fülle aufzwingende Material in den knappsten Rahmen zu pressen, mit der lapidarsten Kürze aber durchsichtigste Klarheit und größte Vollständigkeit zu verbinden. Hierbei hätte jeder, der je mißgestimmt über die korrigierende Behandlung bei Credner eingelieferter Manuskripte gewesen ist, sehen können, daß dieser stets sich selbst gegenüber ein noch viel strengerer und rücksichtsloserer Richter und Kritiker war. Bei der Bearbeitung jeder neuen Auflage wurde aus der alten geradezu kein Satz unverändert übernommen, jede Zeile wurde darauf geprüft, ob sich ihr Inhalt nicht noch kürzer, klarer und schärfer ausdrücken lasse. Das Streben nach Klarheit beherrschte Credner's ganzes Leben und zeigt sich ganz besonders in seinen „Elementen

der Geologie", welche das Wort TEGNÉR's als Motto tragen sollten: „Was du nicht klar kannst sagen, weißt du nicht. Mit dem Gedanken wird das Wort geboren; was dunkel klingt, ist dunkel auch gedacht."

Für die viele Zeit und Mühe hatte CREDNER die Genugtuung, daß jede Neuauflage seiner „Elemente" ein aufsehenerregendes Ereignis war und nicht nur als Hilfsmittel für Studierende, sondern gleichzeitig als Revue über den derzeitigen Stand der Geologie betrachtet wurde. Was im CREDNER stand, galt als in das Rüstzeug der Geologie aufgenommen und war dort in die Form gefaßt, in der es für den Schüler, Lehrer und Forscher am wirksamsten war. Im ganzen haben die „Elemente der Geologie" 11 Auflagen erlebt, die letzte erschien wenige Monate vor dem Tode des Verfassers.[1] Wenn dieselbe vielleicht nicht auf der Höhe steht wie die vorangegangenen, wenn in ihr den Fortschritten der tektonischen Geologie, der eben sich bahnbrechenden Paläogeographie nicht in vollem Maße Rechnung getragen ist, und der Abschnitt über die Urformationen nicht mehr die volle Meisterung des Stoffes erkennen läßt — jedenfalls legt sie ein rührendes Zeugnis dafür ab, wie der Greis an seinem besten Lebenswerke hing, wie er seiner Wissenschaft noch ein treuer Eckart zu sein strebte, als Geist und Hand unter der Last der Jahre erlahmten. Möge der Geologie nie ein in gleichem Maße zusammenfassender und klärender Geist fehlen wie HERMANN CREDNER!

CREDNER besaß alle Eigenschaften, vor allem nie versagende witzige Schlagfertigkeit, um zum Mittelpunkt jedes Kreises zu werden. Dabei war sein Witz nicht verletzend, und leid tat es ihm, wenn er jemand durch etwas polterndes Auftreten, durch ein unüberlegtes Wort oder im Zorn unverdienterweise wehgetan zu haben glaubte. Kamen Meinungsverschiedenheiten vor, so wollte er zwar zunächst im Wortwechsel durchaus nicht den Kürzeren ziehen, aber später erkannte er offen oder stillschweigend das größere Recht des Gegners gern an. Nie war er bei Differenzen nachträglich, auch hütete er sich, eine ihm ärgerliche Sache im ersten Zorn zu erledigen, weil er dachte, sein lebhaftes Naturell könnte ihn zu Handlungen verleiten, die er später bereuen müßte. So kam es, daß mit CREDNER kaum jemand längere Zeit auf gespanntem Fuße stand und daß er sich, namentlich in seinen späteren Jahren, der größten Beliebtheit erfreute. Wenn lange Jahre zwischen ihm und seinem nächsten Kollegen, FERDINAND ZIRKEL, ein kühles Verhältnis bestand, so änderte sich auch das etwa von Mitte der 90er Jahre ab. Das Verhältnis der beiden

[1] Eine russische Ausgabe des Buches besorgten 1875 M. P. REBINDER, A. A. STUCKENBERG und M. S. TARASOFF, eine Übersetzung in das Französische von MONIEZ erschien 1879.

bedeutenden Männer basierte auf gegenseitiger Würdigung und Hochschätzung und konnte, einmal gefestigt, sich kaum trüben, da beide als vornehme tiefgründige Naturen in der Respektierung des Spezialgebietes des anderen eine Selbstverständlichkeit sahen, so daß Reibungsflächen nicht entstehen konnten.

Von Jugend auf war Credner an ein sparsames Leben gewöhnt und diese Sparsamkeit wurde geradezu Geiz, wo es sich um die Verwaltung ihm anvertrauten Geldes handelte. Auf dieser innersten Charakteranlage beruhte in letzter Instanz die ihm oft zum Vorwurf gemachte Verwendung der ihm für die Zwecke der geologischen Landesuntersuchung zur Verfügung gestellten Mittel. Er knauserte mit dem Pfennig bei der Landesuntersuchung, beschränkte die Ausgaben für die Bibliothek, die Sammlung, für Anfertigung von Dünnschliffen auf das Äußerste, scheute die Kosten für die Ausführung chemischer Gesteinsanalysen, kargte mit den an seine Mitarbeiter zu zahlenden Bezügen, konnte sich nicht entschließen, jene für feste Anstellung als Staatsdiener vorzuschlagen — alles, weil er glaubte, auf diese Weise dem Staate am besten zu dienen und sein Ziel, die Fertigstellung der geologischen Spezialkarte, auf die billigste Weise erreichen zu müssen. Für sich selbst, für seine unendliche Arbeit und Mühe verlangte er ebensowenig ein Direktorengehalt. Mit dieser in gleicher Weise gegen sich, seine Mitarbeiter und das von ihm geleitete Institut geübten Sparsamkeit erreichte Credner, daß er die ihm bewilligten Mittel nie aufbrauchte, sondern stets ansehnliche Summen zurückschicken konnte. Soll ihm diese Sparsamkeit zum Vorwurf gemacht werden? Gegen sein innerstes Wesen kann wohl niemand handeln, das Land hat sich jedenfalls gut dabei gestanden, und wenn in bezug auf die chemische Durchforschung der sächsischen Gesteine eine Lücke geblieben ist, so kann sie nun leichter als früher ausgefüllt werden, da die erreichte sonstige genaue Kenntnis des Ganzen eine systematische, planmäßige und damit bessere Früchte verheißende Arbeit ermöglicht.

Für sein rastloses Wirken und Streben hat Credner in reichem Maße die wohlverdiente Anerkennung gefunden, über die er sich aufrichtig freute. Im Laufe der Jahre wurden ihm die Titel Oberbergrat, Geheimer Bergrat und Geheimer Rat verliehen. Königliche Huld zeichnete ihn mit dem Komturkreuz 2. Klasse vom Verdienstorden und vom Albrechtsorden aus, neben denen er noch das Eiserne Kreuz 2. Klasse am weißen Bande besaß. Von der Universität Cambridge erhielt er die Würde eines Ehrendoktors in science, zahlreiche wissenschaftliche Gesellschaften ernannten ihn zu ihrem Ehrenmitgliede und verschiedene Entdeckungen in fremden und fernen Ländern wurden nach seinem Namen genannt.

In die Jahre, von denen der Psalmist sagt „sie gefallen uns nicht", konnte sich Credner nur sehr schwer finden. Erst als ihm bei den Arbeiten an der großen und mehr noch an der kleinen Übersichtskarte Geist und Hand zeitweise versagten, machte er sich klar, daß ihm der Abschied bevorstand von allem, was ihm das Leben als Lehrer und Forscher teuer gemacht hatte.

Zu einer Feier seltener Art gestaltete sich die von Credner's 70. Geburtstag. Von allen Seiten kamen glückwünschende Briefe und Telegramme, ihren Gipfel aber erreichte diese Feier, als Geheimer Bergrat Prof. Dr. Wahnschaffe im Namen von 346 Mitstiftern die Urkunde über die „Hermann Credner-Stiftung" überreichte. Die genannte große Zahl von Geologen und Freunden der Geologie verfolgte mit der Sammlung des Kapitals von 20000 Mark den Zweck, Credner anläßlich seines 70. Geburtstages ein besonderes Denkmal zu errichten und erreicht dies, indem die zur Förderung der geologischen Wissenschaft geschaffene und von der deutschen geologischen Gesellschaft verwaltete Stiftung das Gedächtnis an Hermann Credner und dessen Verdienste um die Wissenschaft für alle Zeiten wach halten wird.

Wenn Credner an seinem 70. Geburtstag noch verhältnismäßig frisch und rüstig war, so machten sich nach demselben die Beschwerden des Alters bald in rasch steigendem Maße geltend. Die letzten Kräfte des Greises absorbierten die Arbeiten an der 11. Auflage seiner „Elemente der Geologie". Als ein in diese einzufügender Abschnitt über das Diluvium verloren ging, war dessen Ersatz unmöglich. Nunmehr sah Credner ein, daß ihm der Tod in den Sielen, der ihm jedenfalls der liebste gewesen wäre, nicht vergönnt war, er legte schweren Herzens am 1. Oktober 1912, also an seinem Geburts- und Hochzeitstage, sowohl das Lehramt an der Universität wie das Direktoriat der geologischen Landesuntersuchung nieder. Leider brachten ihm die letzten Lebensmonate recht schwere körperliche Leiden, zuletzt peinigten ihn schmerzhafte Hustenanfälle, von denen ihn ein sanfter Tod am 21. Juli 1913, abends $^{1}/_{2}$9 Uhr, erlöste. An die Freitag, den 25. Juli, nachmittags 2 Uhr, in der Pauliner Kirche abgehaltene Trauerfeier schloß sich die von dem Verstorbenen gewünschte Einäscherung auf dem Südfriedhofe an. Als dort im Lichte der Nachmittagssonne die Schläger der Studenten blitzten, die Fahnen sich neigten und der Sarg langsam in die Tiefe sank, da war sich jeder einzelne der großen Trauergemeinde schmerzvoll bewußt, daß ein bedeutender Mann dahingegangen war, ein Mann reich an Gaben, der ersten einer in seiner Wissenschaft, ein großer Forscher, ein seltener Lehrer — Hermann Credner.

Verzeichnis der wichtigsten Schriften Hermann Credners.[1]

1864. Die *Pteroceras*-Schichten (*Aporrhais*-Schichten) der Umgebung von Hannover. Mit 2 Tafeln Abbildungen, 1 Übersichtskarte und 5 Gebirgsprofilen. Inaugural-Dissertation, Göttingen. Abgedruckt in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **16**. 1864. p. 196—248.

— Die Brachiopoden der Hilsbildung im nordwestlichen Deutschland. Mit 4 Tafeln. Ebenda. **16**. 1864. p. 542—572.

1865. Die Zone der *Opis similis* Phill. im Oxford von Hannover. Mit 1 Tafel. Ebenda. **17**. 1865. p. 157—162.

— Aufzählung und Paragenesis der in den Andreasberger Silbererzgängen aufgefundenen Mineralien. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. **17**. p. 183—185.

— Geognostische Beschreibung des Bergwerksdistriktes von St. Andreasberg. Mit 1 Karte und 2 Tafeln Profilen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **17**. 1865. p. 163—231.

— Die Verbreitung des Gault in der Umgegend von Hannover. Mit 3 Profilen. Ebenda. **17**. 1865. p. 232—252.

— Geognostische Skizze der Umgegend von New York. Ebenda. **17**. 1865. p 388—398.

— Geognostische Reiseskizzen aus New Brunswick in Nordamerika. N. Jahrb. f. Min. etc. 1865. p. 803—821.

1866. Beschreibung von Mineralvorkommnissen in Nordamerika. Berg- und Hüttenmännische Zeitung. **25**. 1866.

— Geognostische Skizzen aus Virginia, Nordamerika. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **18**. 1866. p. 77—85.

1867. The practical Study of Mining-Engineering and the mechanical and metallurgical Treatment of Ores at the Royal Prussian School of Mines in Clausthal. New York, 1867. 8°. 7 S.

— Beschreibung von Mineralvorkommen in Nordamerika. Die Kupfererzlagerstätten von Ducktown in Tennessee. Berg- und Hüttenmännische Zeitung. **26**. No. 1. p. 8—10.

— Beschreibung einiger paragenetisch interessanter Goldvorkommen in Georgia. N. Jahrb. f. Min. etc. 1867. p. 442—448.

— Geognostische Skizze der Goldfelder von Dahlonega, Georgia, Nordamerika. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **19**. 1867. p. 33—40.

1868. Über Bergwerksspekulation und den Beruf der Bergwerksbureaus in Nordamerika. Berg- und Hüttenmännische Zeitung. **27**. 1868. No. 4. p. 29—32.

— Die Eisenerzproduktion der „Oberen Halbinsel von Michigan". Ebenda. **27**. 1868. No. 15. p. 125—127.

1869. Beschreibung einiger charakteristischer Vorkommen des gediegenen Kupfers auf Keweenaw Point am Oberen See Nordamerikas. N. Jahrb. f. Min. etc. 1869. p. 1—14.

---

[1] Ein ausführliches Schriftenverzeichnis ist in den Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig für das Jahr 1913 enthalten.

1869. Die Gliederung der eozoischen (vorsilurischen) Formationsgruppe Nordamerikas. Habilitationsschrift. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1869. p. 353—405.
— Die vorsilurischen Gebilde der „Oberen Halbinsel von Michigan“ in Nordamerika. Mit 5 Tafeln. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **21.** 1869. p. 516—554.
— Die Beeinflussung des topographischen Charakters gewisser Land-distrikte Nordamerikas durch den Biber. PETERMANN's geogr. Mitt. 1869. Heft 4. p. 139—142.
— Gewaltige Kupfermassen am Lake Superior. N. Jahrb. f. Min. etc. 1870. p. 86.
— Geognostische Aphorismen aus Nordamerika. Mit 1 Tafel. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1870. p. 20—32.
— Die Kreide von New Jersey. Mit 1 Karte und 1 Profil. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **22.** 1870. p. 191—251.
— Über die Ursachen der Dimorphie des kohlensauren Kalkes. Sitzungsberichte d. K. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig vom 2. Juni 1870. p. 99—102.
1870. Die Dimorphie des kohlensauren Kalkes. N. Jahrb. f. Min. etc. 1870. p. 604—605.
— Über nordamerikanische Schieferporphyroide. Ebenda. 1870. p. 970-984.
— Über gewisse Ursachen der Kristallverschiedenheiten des kohlensauren Kalkes. H. KOLBE's Journ. f. prakt. Chemie. 1870. No. 17. p. 3—29.
1871. Die Geognosie und der Mineralreichtum des Alleghanysystems. Mit 1 geogn. Karte und 1 Tafel Profile. PETERMANN's geogr. Mitt. 1871. Heft 2. p. 41—50. Abgedruckt in der Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1871. p. 179—201.
— Das Leben in der toten Natur. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1871. p. 101—121.
1872. Elemente der Geologie. 1. Auflage. Leipzig, W. ENGELMANN, September 1872, XIV und 538 p. Die weiteren Auflagen erschienen 1872, 1876, 1878, 1883, 1887, 1891, 1897, 1902, 1906 und 1912, XVIII und 811 p.
1873. Die geologische Landesuntersuchung von Sachsen. 10 p.
— Vorschläge zu einer Klassifikation der Gesteine. Leipzig 1873. 12 p.
1874. Eine Exkursion der deutschen geologischen Gesellschaft durch das sächsische Gebirge. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1874. p. 212—222.
— Über ein von E. DATHE entdecktes Vorkommen zahlreicher schwedischer Silurgeschiebe vor dem Zeitzer Tore in Leipzig. Sitzungsber. der naturf. Ges. zu Leipzig. April 1874. p. 1—3.
1875. Über ein Vorkommen von bunten Turmalinen bei Wolkenburg in Sachsen. Ebenda. 1875. p. 49—50.
— Über nordisches Diluvium in Böhmen. Ebenda. Juni 1875. p. 55—58.
— Eine marine Tertiärfauna bei Gautzsch südlich von Leipzig. Ebenda. p. 109—110.

1875. Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. Mit 1 Tafel. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **27**. 1875. p. 104—223.

1876. Über Lößablagerungen an der Zschopau und Freiberger Mulde nebst einigen Bemerkungen über die Gliederung des Quartärs im südlichen Hügellande Sachsens. N. Jahrb. f. Min. 1876. p. 9—23.

— Septarienton mit *Leda Deshayesiana* bei Leipzig. Ebenda. 1876. p. 45.

— Die Küstenfazies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **28**. 1876. p. 133—158.

— Das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1876. p. 246—259.

1877. Über ein neues Vorkommen des Alunites. Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1877. p. 21—22.

— Das Dippoldiswaldaer Erdbeben am 5. Oktober 1877. Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss. **50**. 1877. p. 275—287.

— Der rote Gneis des sächsischen Erzgebirges, seine Verbandverhältnisse und genetischen Beziehungen zu der archäischen Schichtenreihe. Mit 1 Tafel. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **29**. 1877. p. 757—792.

1878. Das Oligocän des Leipziger Kreises, mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mitteloligocäns. Mit 2 Tafeln. Ebenda. **30**. 1878. p. 615—662.

— Konglomerate von Strehla in Sachsen. Briefl. Mitteilung. Ebenda. **30**. 1878. p. 351—352.

— Über den geologischen Bau der Gegend von Ehrenfriedersdorf und Geyer im Erzgebirge. Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1878 p. 23—26.

1879. Über Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig und über geritzte einheimische Geschiebe. Ebenda. **31**. 1879. p. 21—34.

— Über Stauchungserscheinungen durch Gletscherschub. Ebenda. 1879. p. 7—8.

1880. Über die geologischen Resultate einer Tiefbohrung am Berliner Bahnhofe in Leipzig. Ebenda. März 1880. p. 1—7.

— Über Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen. Mit 2 Tafeln. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **32**. 1880. p. 75—110.

— Geologischer Führer durch das sächsische Granulitgebirge. Mit 1 Kärtchen. Leipzig, W. Engelmann, 1880, VII u. 122 p.

— Über die Vergletscherung Norddeutschlands während der Eiszeit. Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 7. 1880. Heft 7. p. 359—369.

— Über Glazialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Vorbemerkungen über den Geschiebemergel. Mit 1 Tafel. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **32**. 1880. p. 572—595.

1881. Die Stegocephalen (Labyrinthodonten) aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes. Erster Teil. Mit 4 Tafeln. Ebenda. **33**. 1881. p. 298—330.

1881. Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Zweiter Teil. Mit 4 Taf. Ebenda. **33.** 1881. p. 574—603.

1882. Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Dritter Teil. Mit 2 Tafeln. Ebenda. **34.** 1882. p. 213—237.

— Über die Genesis der granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. Ebenda. **34.** 1882. p. 500—510.

1883. Über die Herkunft der norddeutschen Nephrite. Korrespondenzblatt d. deutsch. anthropolog. Ges. **14.** Nr. 4. 1883. 4 p.

— Der Boden der Stadt Leipzig. Erläuterungen zu den geologischen Profilen durch den Boden der Stadt Leipzig und deren nächster Umgebung. Mit 2 Tafeln. Leipzig, Hinrichs, 1883. V, 71 p.

— Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Vierter Teil. Mit 2 Tafeln. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **35.** 1883. p. 275—300.

— Über das erzgebirgische Faltensystem. Vortrag, Bericht über den II. deutschen Bergmannstag zu Dresden 1883. 2 p.

1884. Das erzgebirgisch-vogtländische Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884. Mit 1 Tafel. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle. Vierte Folge. 3. 1884. p. 1—29.

— Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Erläuterung zu der Übersichtskarte des sächsischen Granulitgebirges und seiner Umgebung im Maßstab 1 : 100 000. 166 p. Leipzig, W. Engelmann, 1884.

1885. Die obere Zechsteinformation im Königreich Sachsen. Berichte der mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. der Wiss. April 1885. p. 189—200.

— Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Fünfter Teil. Mit 3 Tafeln. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **37.** 1885. p. 694—736.

1886. Das „marine“ Oberoligocän von Markranstädt bei Leipzig. Ebenda. **38.** 1886. p. 493—496.

— Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Sechster Teil: Die Entwicklungsgeschichte von *Branchiosaurus amblystomus.* Mit 4 Tafeln. Ebenda. **38.** 1886. p. 576—633.

— Über die Gänge von basischen alten Eruptivgesteinen im Tannenbergtal. Diskussion. Ebenda. **38.** 1886. p. 706—707.

1888. Wandtafeln mit Stegocephalen des Rotliegenden. N. Jahrb. f. Min. etc. 1888. I. p. 67—69.

— Stegocephalen des Rotliegenden. 2 Wandtafeln. Leipzig 1888. W. Engelmann.

— Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Siebenter Teil: *Palaeohatteria longicaudata* Crd. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **40.** 1888. p. 490—558.

1889. Das vogtländische Erdbeben vom 26. Dezember 1888. Mit 1 Karte. Berichte der math.-phys. Klasse der Kgl. Sächs. Ges. der Wiss. 1889. p. 76—85.

1889. H. Credner, E. Geinitz und F. Wahnschaffe: Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. N. Jahrb. f. Min. etc. 1889. II. p. 194—199.

— Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Achter Teil. *Kadaliosaurus priscus* Crd. Mit 1 Tafel. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **41**. 1889. p. 319—342.

— Die Lagerungsverhältnisse der Kreidefelsen auf Rügen. Briefl. Mitteil. Ebenda. **41**. 1889. p. 365—370.

1890. Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Neunter Teil: *Hylonomus*, *Petrobates* und *Discosaurus*. Mit 3 Tafeln. Ebenda. **42**. 1890. p. 240—277.

— Über die Genesis der archäischen Gneisformation. Diskussion. Ebenda **42**. 1890. p. 602—606.

1891. Die Urvierfüßler (Eotetrapoda) des sächsischen Rotliegenden. (Naturw. Wochenschr. Berlin. **5**. 1891. p. 471—475.

— Die geologischen Verhältnisse der Stadt Leipzig. 20 p. (Festschrift: Die Stadt Leipzig in sanitärer Beziehung.) 1 Profiltafel. 1891.

— Über das Alter des Torflagers bei Lauenburg an der Elbe. Humboldt. **9**. p. 51—53.

1892. Über die geologische Stellung der Klingerschichten. Berichte der mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. 1892. p. 385—402.

1893. Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Zehnter Teil: *Sclerocephalus labyrinthicus*. Mit 3 Tafeln. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **45**. 1893. p. 639—704.

— Zur Histologie der Faltenzähne paläozoischer Stegocephalen. Mit 4 Tafeln. Abhandl. d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **20**. 1893. p. 473—554.

— H. Credner mit E. Geinitz und F. Wahnschaffe. Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. N. Jahrb. f. Min. etc. 1893. I. p. 33—38.

1895. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die Norddeutschen Phosphoritzonen. Mit 1 Tafel. Abhandl. d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **22**. 1895. 47 p.

1898. Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889—1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897. Mit 5 Tafeln. Ebenda. **24**. Leipzig 1898. p. 315—397.

1900. Die seismischen Erscheinungen im Königreiche Sachsen während der Jahre 1898 und 1899 bis zum Mai 1900. Berichte d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **52**. 1900. p. 37—42.

— Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juli und des August 1900. Mit 1 Karte und 4 Tafeln. Ebenda. **52**. November 1900. p. 153—177.

1901. Das sächsische Schüttergebiet des Sudetischen Erdbebens vom 10. Januar 1901. Mit 1 Tafel. Ebenda. **53**. 1901. p. 83—103.

1902. Die vogtländischen Erderschütterungen in dem Zeitraume vom September 1900 bis zum März 1902, insbesondere die Erdbebenschwärme im Frühjahr und Sommer 1901. Mit 2 Textkarten. Ebenda. **54.** 1902. p. 74—90.
1903. Über die erzgebirgische Gneisformation und die sächsische Granulitformation. (IX. Congrès Géolog. Internat. Wien 1903. **1.** p. 115—116.
— Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben. Mit 1 Tafel. Ber. d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig. **55.** 1903. p. 2—21.
1904. Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das Wiechertsche Pendelseismometer in Leipzig. Mit 1 Karte. Abhandl. d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **28.** Leipzig 1904. p. 419—536.
1905. Das kontaktmetamorphische Paläozoicum an der südöstlichen Flanke des sächsischen Granulitgebirges. Dies. Centralbl., Jahrg. 1905. p. 257—259. Mit E. Danzig.
1906. Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Renunziationsprogramm Philosoph. Fakultät der Universität Leipzig. 1906. 15 p.
1907. Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Dies. Centralbl. Jahrg. 1907. p. 513—525.
— Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1904—1906. Ber. d. mathem.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **59.** 1907. p. 333—355.
1908. Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1 : 250 000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des Kgl. Sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der Kgl. Sächsischen geologischen Landesaufnahme bearbeitet. 66 × 93,5 cm.
1909. Die Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft in die erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **61.** 1909. p. 81—89.
1910. Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen, 1 : 500 000. Leipzig 1910.

Die Genese der Arsenerzlagerstätten von Reichenstein in Schlesien.

Von **A. Beutell** und **K. Heinze** in Breslau.

Mit 15 Textfiguren.

Die Reichensteiner Arsenerzlagerstätten haben schon wiederholt eingehende Bearbeitung und Besprechung gefunden. Noch neuerdings ist in der Festschrift zum XII. allgemeinen deutschen Bergmannstage, Breslau 1913, p. 55—92, eine umfangreiche Arbeit mit zahlreichen Abbildungen und Karten von F. Beyschlag und P. Krusch veröffentlicht worden. Dieselbe lehnt sich in der Hauptsache an ältere Untersuchungen von O. Wienecke (Z. f. pr. Geologie

1907. p. 273) an, wenn sie auch in Nebensachen, wie z. B. über die Existenz von ein oder von zwei Erzgenerationen, zu abweichenden Resultaten gelangt.

Unsere eigenen Studien im Reichensteiner Bergrevier waren schon ziemlich weit gediehen, als die Arbeit von J. Beyschlag und P. Krusch erschien. Wenn wir unsere Resultate dennoch der Öffentlichkeit übergeben, so geschieht dies, weil dieselben in grundlegenden Fragen von den bisher geäußerten Ansichten abweichen.

Die Untersuchung der Genese ist unseres Erachtens von vornherein in falsche Bahnen gelenkt worden, und zwar durch einen Brief, den M. Websky an v. Zepharovich gerichtet hat, und den dieser im Lotos (XVII. 1867. p. 115) abdrucken ließ. Der Umstand, daß Websky selbst über die Genese der außerordentlich interessanten Lagerstätte nie ein Wort veröffentlicht hat, macht es wahrscheinlich, daß er sich nicht näher mit derselben beschäftigt hat. Der erwähnte Brief ist sicherlich, da er sich nur auf flüchtige Beobachtungen gründete, nicht für die Öffentlichkeit bestimmt gewesen. Aus diesem Grunde ist es unzweckmäßig, die Websky'schen Beobachtungen, die sich in wesentlichen Punkten als unrichtig erweisen werden, als Grundlage für weitere Untersuchungen zu betrachten, wie dies bisher geschehen ist. Die Irrtümer des eminenten Forschers finden ihre Erklärung in den damals herrschenden Ansichten über den Serpentinisierungsprozeß und in den mangelhaften petrographischen Untersuchungsmethoden.

Bezüglich der allgemeinen Schilderung des geologischen Aufbaues der Lagerstätte verweisen wir auf die Arbeiten von O. Wienecke (Z. f. pr. Geologie 1907. p. 273), F. Beyschlag und P. Krusch (Festschrift XII. allg. Bergmannstag 1913. p. 55), sowie auf die beiden Abhandlungen von A. Sachs (dies. Centralbl. 1914. p. 12—19 und 186—190). Eine eingehendere Behandlung wird der ganze Stoff in der demnächst erscheinenden Dissertation von K. Heinze erfahren.

Das Arsenerz ist gebunden an den dunkelgrünen, fast schwarzen Serpentin und an das sogen. „Kammgebirge“, welches ein hellfarbiges, graugrünes oder graues Salitgestein darstellt. Da nach der Meinung von Wienecke, Beyschlag und Krusch der Serpentin aus diesem Salitgestein entstanden sein soll, beginnen wir mit dessen Genese.

Nach Websky (Brief an v. Zepharovich a. a. O.) ist dieses Salitgestein (Kammgebirge), das übrigens dem von Schwarzenberg außerordentlich ähnlich ist, aus der Kontaktmetamorphose zwischen einem „Feldspat-Augitgestein“ mit dem dolomitischen Kalkstein des Erzbezirks hervorgegangen. Auch Wienecke, Beyschlag und Krusch fassen das Salitgestein als eine Kontaktbildung des dolomitischen Kalksteins auf, nur machen sie den in der weiteren Umgebung auftretenden Granit für die Kontaktmetamorphose verantwortlich.

Falls der Salit eine Kontaktbildung zwischen dem Kalkstein und einem Eruptivgestein darstellt, muß derselbe naturgemäß an den Kalkstein angrenzen. Die eingehende Durchsuchung des Bergwerks nach derartigen Kontaktstellen hat jedoch zu dem unerwarteten Resultat geführt, daß das Kammgebirge nirgends mit dem dolomitischen Kalkstein in Berührung ist; auch Herr Betriebsführer Seifert, der ein scharfes Auge für petrographische Beobachtungen besitzt, und der schon seit $3^1/_2$ Jahren dem dortigen Betrieb vorsteht, hat keinen Kontakt zwischen Kalkstein und Kammgebirge aufgefunden. Zwischen den dolomitischen Kalkstein und das Salitgestein hat sich überall der dunkle, fast schwarze Serpentin eingeschoben: der schwarze Serpentin grenzt allenthalben an den dolomitischen Kalkstein an, während das Kammgebirge, das den Serpentin begleitet, nie am Kalkstein, sondern im Kontakt mit dem liegenden und hangenden Glimmerschiefer gefunden wird. Der geologische Befund spricht somit gegen die Bildung des Salitgesteins durch Kontakt zwischen dem Kalkstein und einem Eruptivgestein. Man könnte allenfalls einwenden, daß die Thermen, welche die Serpentinisierung des Kammgebirges hervorgerufen haben, gerade die Kontaktzone zuerst metamorphosiert hätten, und daß dieselbe aus diesem Grunde heute nicht mehr erkennbar ist. Dieser Einwurf wird durch die mikroskopische Untersuchung der Serpentine widerlegt. Es hat sich bei dem Studium einer großen Reihe von Dünnschliffen ergeben, daß sich der schwarze, magnetitreiche Serpentin, welcher allein der erzführende ist, ausschließlich aus einem Peridotit gebildet hat. Er zeigt die typische Maschenstruktur der aus Olivin hervorgegangenen Serpentine, wie dies aus den Abbildungen 1 und 2 ersichtlich ist. Auch Reste ziemlich frischen Olivins finden sich häufig im Serpentin. Fig. 3 zeigt solche typische, durch ihr Chagrin hervortretende Olivinkörner, welche hier in kompaktes Arsenerz eingebettet sind. Salit (Diopsid) haben wir im dunklen Serpentin nie beobachtet; die gegenteilige Ansicht Beyschlag's und Krusch's können wir nicht bestätigen.

Der dunkle, magnetitreiche und an den dolomitischen Kalkstein angrenzende Serpentin hat sich somit nicht aus dem Kammgebirge gebildet, sondern aus einem Peridotit, wie die meisten bekannten Serpentine. Seine Bildung unterscheidet sich hiernach nicht wesentlich von der des benachbarten Frankensteiner Serpentins, der schon 1877 (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **29**. p. 729—334) von Th. Liebisch als Umwandlungsprodukt eines Peridotits erkannt worden ist.

Es bleibt die Tatsache bestehen, daß das Kammgebirge nirgends, weder frisch noch serpentinisiert, an den dolomitischen Kalkstein angrenzt.

Der aus Salit hervorgegangene Serpentin ist magnetitfrei und daher von heller grüner Farbe. Der Masse nach tritt er gegen

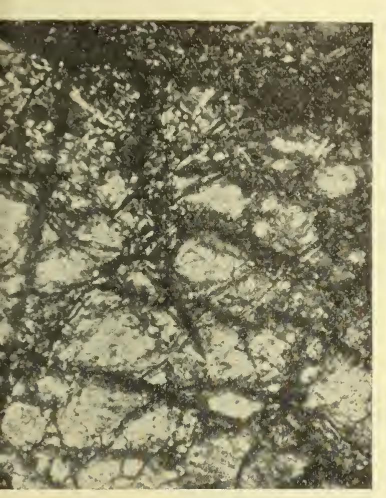


Fig. 1. Maschenstruktur.
Vergr. 71 : 1, + N.

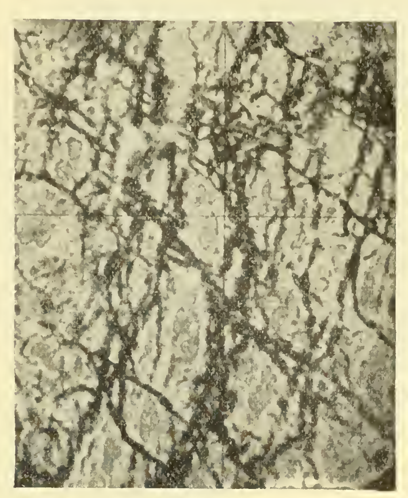


Fig. 2. Maschenstruktur.
Vergr. 71 : 1, || N.

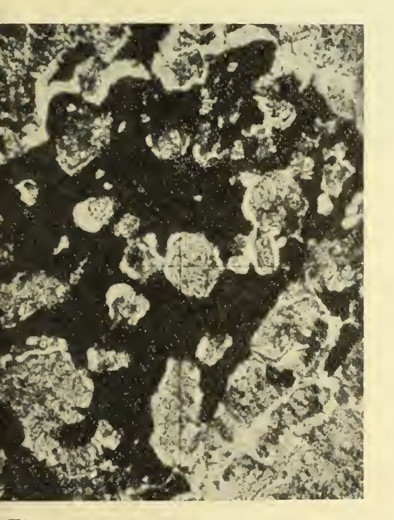


Fig. 3. Olivinkörner im Arsenerz.
Vergr. 71 : 1, || N.

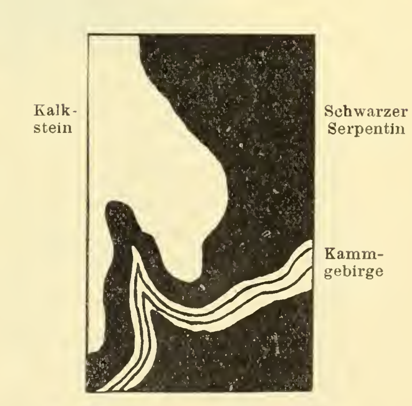


Fig. 4.
5. Sohle. Südecke des Kalksteinpfeilers.

den dunklen außerordentlich zurück, weil die Serpentinisierung des Kammgebirges nur an vereinzelten Bruchzonen weiter fortgeschritten ist.

Für die kontaktmetamorphe Bildung des Kammgebirges fehlt jeder Anhalt, doch besitzen wir sichere Beweise dafür, daß es ein magmatisches Differentiationsprodukt des Peridotits darstellt. Wie aus der nebenstehenden Skizze (Fig 4) ersichtlich ist, welche ein Profil der fünften Sohle und zwar an der Südecke des mächtigen Kalkpfeilers veranschaulicht, bildet das graugrüne Kammgebirge hin- und hergewundene Schlieren in dem schwarzen Serpentin. Noch besser als in dieser Skizze, welche nur die Hauptlinien wiedergibt, treten die z. T. feinen Schlieren von schwarzem Serpentin,

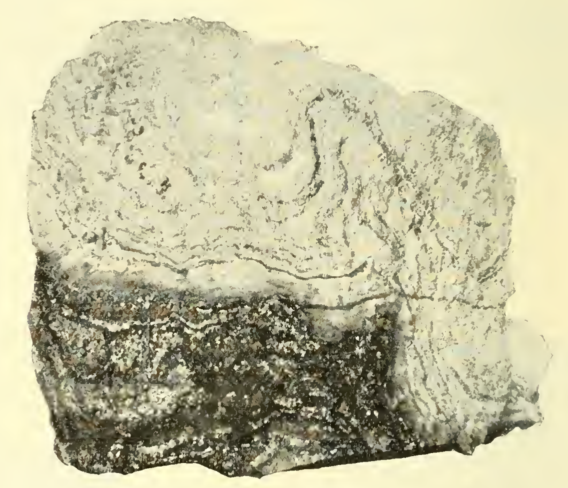
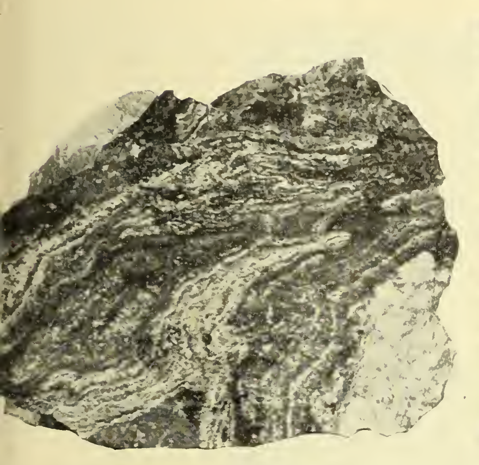


Fig. 5. Schlieren von Salit, Serpentin und Arsenerz. $\frac{1}{3}$ der nat. Größe.

graugrünem Salitgestein und silberweißem Erz auf der Abb. 5 hervor, welche von einem ungefähr quadratischen, 20 cm großen Handstück herrührt. Die untere, dunkle Partie, ebenso wie die dunklen Schlieren sind dunkler Serpentin; die weißen Linien rühren von Löllingit her, während die graue Hauptmasse aus Salit besteht. Abb. 6 ist nach einer Photographie eines etwas kleineren Handstücks hergestellt, das vorwiegend aus dunklem Serpentin besteht. Die Fluidalstruktur wird durch die silberweißen Erzteilchen zum Ausdruck gebracht, die in feinen, zungenförmig gewundenen Linien angeordnet sind. Aus Salitgestein besteht hier nur die oberste linke und die unterste rechte Ecke. Auch im Dünnschliff tritt die schlierige Anordnung des Erzes deutlich hervor, wie Fig. 7 zeigt.

Unsere Untersuchungen stellen hiernach fest, daß Kontakt nur stattgefunden hat zwischen dem dolomitischen Kalkstein und



. 6. Fluidalstruktur von Arsenerz, Serpentin und Salit. $\frac{1}{4}$ der nat. Größe.

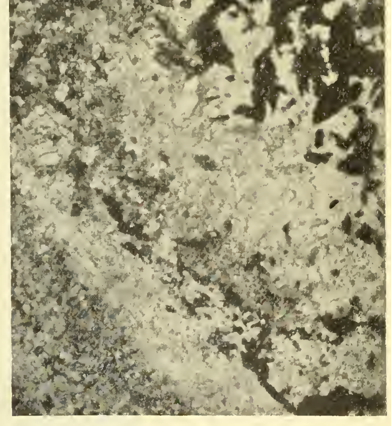
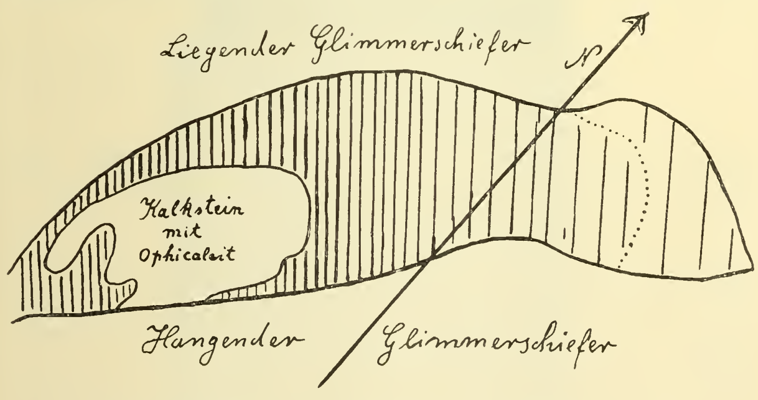


Fig. 7. Erzschlieren. Vergr. 71 : 1, + N.

dem Peridotit, welcher sich heute als dunkler Serpentin präsentiert. Der Riß, Fig. 8, welchen wir Herrn Betriebsführer SEIFERT verdanken, gibt eine Vorstellung von dem geologischen und petrographischen Aufbau, der für die ganze Lagerstätte typisch ist. Er zeigt, wie der Kalksteinpfeiler mantelförmig von dem schwarzen, erzreichen Serpentin eingehüllt ist, während das Kammgebirge einerseits an den Serpentin und anderseits an den hangenden und liegenden Glimmerschiefer angrenzt.



Eng schraffiert = Schwarzer Serpentin mit guten Erzen.
Weit schraffiert = Kammgebirge.

Fig. 8. Riß von der 5. Sohle, 3. Firste, der Grube „Reicher Trost“ bei Reichenstein in Schlesien. SEIFERT.

Die Wirkung des peridotitischen Magmas auf den Kalkstein äußert sich zunächst in der Marmorisierung und in der Abscheidung von Kohlenteilchen, welche ihm die graue Farbe verleihen. Die Grenze zwischen Serpentin und Kalkstein ist, wie schon Wienecke, Beyschlag und Krusch festgestellt haben, ziemlich scharf, doch zeigt der Kalkstein in der Nähe derselben eine grünliche Färbung. Bisweilen sind schon mit bloßem Auge grünliche Körnchen im Kalkstein zu beobachten, die sich unter dem Mikroskop als Serpentin erweisen. Fig. 9 gibt eine Vorstellung von dem mikroskopischen Bilde, welches für Ophicalcit typisch ist, während Fig. 10 die verzahnte Struktur des dolomitischen Kalksteins veranschaulicht.



Fig. 9. Ophicalcit. Vergr. 71 : 1, + N.

Dem Anschein nach hat sich, wie schon öfters beobachtet, beim Kontakt Forsterit (SiO_4Mg_2) gebildet, der dann gemeinsam mit dem Peridotit serpentinisiert worden ist.

Daß der dolomitische Kalkstein auch seinerseits auf das peridotitische Magma eingewirkt hat, geht aus dem geologischen Aufbau deutlich hervor. Es ist kein Zufall, daß das Salitgestein, trotzdem das Bergwerk kreuz und quer aufgeschlossen ist, nie im Kontakt mit dem Kalkstein, sondern stets mit dem schwarzen Serpentin angetroffen wird. Diese auffallende Tatsache kann nur so erklärt werden, daß durch die Gegenwart und die Zersetzung des dolomitischen Kalksteins physikalische und chemische Prozesse ausgelöst worden sind, welche zunächst zur Abscheidung der Hauptmasse des Arsenerzes aus dem Peridotitschmelzfluß führten, und



Fig. 10. Dolomitischer Kalkstein mit verzahnter Struktur. Vergr. 22 : 1, + N.

dann außerdem eine weitere Spaltung des Silikatmagmas in einen basischeren und in einen weniger basischen Anteil zur Folge hatten: Angrenzend an den Kalkstein schied sich das reine Olivingestein mit etwa 40 % SiO_2 ab, während der saurere Pol mit etwa 54 % SiO_2 das Salitmagma bildete. Durch die Einwirkung des Kalksteins auf den Schmelzfluß wird auch die Erfahrung der

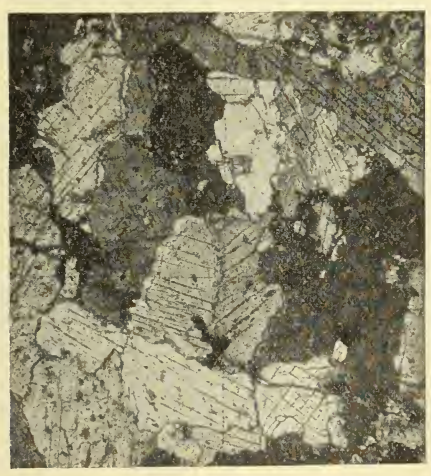


Fig. 11. Grobkörniger Salit mit Arsenerz. Vergr. 61 : 1, + N.

Reichensteiner Bergleute plausibel, daß die reichsten Erze stets in unmittelbarer Nähe des Kalksteins angefahren werden.

Die Hauptmasse des Salitgesteins stellt ein massiges, grobkörniges Tiefengestein dar; nur ausnahmsweise finden sich auch langstrahlige Partien von Salit. Das mikroskopische Bild eines solchen grobkörnigen Salits mit den schwarzen Erzeinschlüssen veranschaulicht die Fig. 11. Feinkörnige Varietäten finden sich nur in Trümmerzonen und zeigen unter dem Mikroskop deutliche Mörtelstruktur. Anzeichen starken Gebirgsdrucks sind im ganzen Erzrevier vorhanden, besonders bei den ausgewalzten, blätterigen Serpentinen mit ausgedehnten Rutschflächen sind sie unverkennbar.

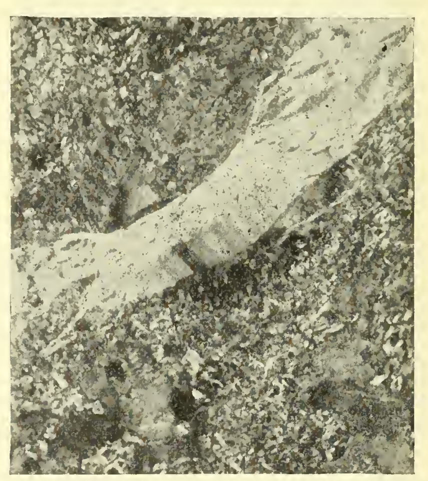


Fig. 12. Beginnende Chrysotilfaserung. Vergr. 71 : 1, + N.

Der ganze dunkle Serpentinstock ist von kreuz und quer laufenden Sprüngen durchsetzt, welche sich später mit hellgrünem Serpentin oder mit Chrysotilschnüren gefüllt haben. Diese zahlreichen hellgefärbten, z. T. in prächtigem Seidenglanz strahlenden Spaltenausfüllungen drücken dem Reichensteiner Revier sein charakteristisches Gepräge auf. Sie sind durchweg sekundäre Bildungen und rühren, wie schon Websky, Wienecke, Beyschlag und Krusch hervorhoben, von gelöstem schwarzen Serpentin her, wobei das Magneteisen ungelöst zurückgeblieben ist. Diese Serpentinadern bestanden zunächst aus derbem Serpentin und haben erst allmählich faserige Struktur angenommen. Fig. 12 zeigt eine solche Ader mit beginnender Faserung; auch schon makroskopisch findet man alle Übergangsstadien vom derben Serpentin bis zu dem feinfaserigen prächtigen Chrysotil.



Fig. 13. Gepreßter grobkörniger Kalkspat. Vergr. 22 : 1, + N.

Viel seltener sind Spaltenausfüllungen von weißem grobkörnigen Kalkspat. In dem durch Fig. 13 dargestellten Dünnschliff tritt uns wiederum die Wirkung des starken Gebirgsdruckes entgegen, dem die Fältelung der Zwillingslamellen zuzuschreiben ist.

Den Serpentinisierungsprozeß des Salitgesteins kann man schon makroskopisch in dem durch Fig. 14 veranschaulichten, etwa 12 cm großen Handstück ohne Schwierigkeit verfolgen. Die Hauptmasse besteht aus grauweißem, schon ziemlich zersetztem Salit.

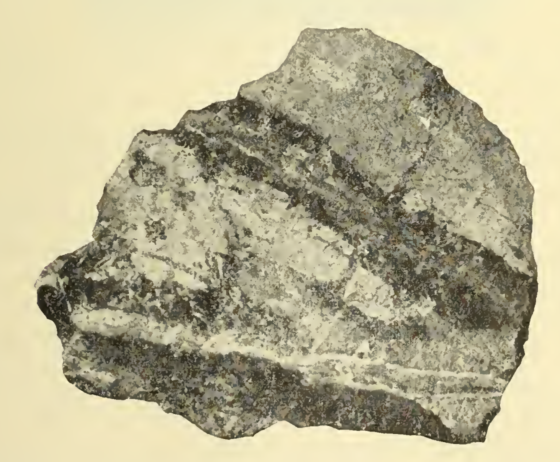


Fig. 14. Salit mit Serpentin infiltriert. $\frac{1}{4}$ der nat. Größe.

Die in der Abbildung dunkel erscheinenden breiteren und feineren Serpentinadern sind im Handstück von olivengrüner Färbung. Die Abgrenzung ist ziemlich scharf, nur eine schmale Zone des angrenzenden Salits ist grünlich abschattiert. Die Serpentinadern sind Spaltenausfüllungen, welche, genau wie die im schwarzen Serpentin, aus wässeriger Lösung stammen. Es handelt sich hier nicht um eine Umwandlung von Salit in Serpentin, vielmehr tritt deutlich eine Infiltration des Gesteins mit Serpentin zutage. Wie man in dem Dünnschliff, Fig. 15, sieht, welcher von demselben Handstück herrührt, dringt die Infiltration auf den feinen Spaltrissen vorwärts, und mit der Zeit wird dann aus dem Salit

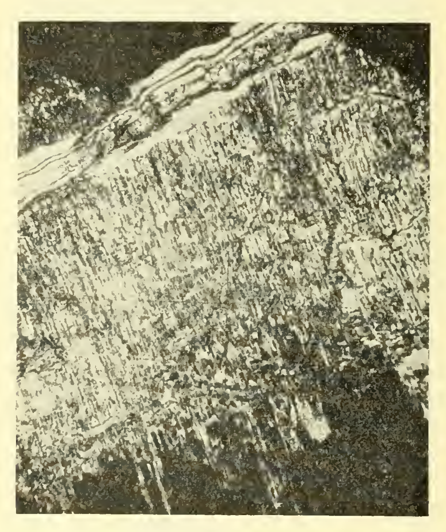


Fig. 15. Salit mit Serpentin infiltriert. Vergr. 51 : 1, + N.

$(SiO_3)_2CaMg$ das Calcium durch das eindringende Magnesium verdrängt, wodurch metasomatische Serpentinisierung eintritt. In dem Schliff stellen die dunklen, unteren Partien den noch unzersetzten Salit dar, während die helleren, an die obere Serpentinader angrenzenden bereits serpentinisiert sind; die Spaltrisse des Salits sind deutlich bis in den Serpentin zu verfolgen.

Die Serpentinisierung des Salits ist nach unseren Untersuchungen grundsätzlich verschieden von der des Peridotits. Während sich bei dem Peridotit der Olivin unter Abscheidung von Magnetit und unter gleichzeitiger Aufnahme von Wasser in wasserhaltiges Magnesiumsilikat (Serpentin) umwandelt, muß bei der Serpentinisierung des Salits Magnesia in Form von wasserlöslichem Serpentin zugeführt und der Kalk fortgeschafft werden. Die

Serpentinisierung des Salits ist gebunden an den Serpentin, welcher aus dem Peridotit hervorgegangen ist; sie ist unmöglich ohne die Zuführung von Magnesiumsilikat.

Die Serpentinisierung eines Peridotits ist zweckmäßig als endogene, die des Salits oder eines Augit- und Hornblende-Gesteins als exogene zu bezeichnen.

Das Calcium des Salits $(SiO_3)_2CaMg$ wird bei der Serpentinisierung zum großen Teil durch die zirkulierenden Thermen fortgeführt; zum kleinen findet es sich als sekundärer Kalkspat in dem zersetzten Salitgestein vor. Beyschlag und Krusch (a. a. O. p. 77 u. 78) deuten umgekehrt den Calcit als primären Bestandteil und den Salit als sekundären, hervorgegangen durch Kontaktmetamorphose. Nach unseren Ergebnissen ist diese Anschauung nicht mehr aufrecht zu halten. Auch die Beobachtung, daß sich der Calcit und der Salit in jedem Mengenverhältnis vertreten, können wir nicht bestätigen, vielmehr tritt der Kalkspat stets ganz untergeordnet auf.

Die Ursache der Serpentinisierung suchen Wienecke, Beyschlag und Krusch in postvulkanischen, thermalen Prozessen, die sich an die Bildung der Granite angeschlossen haben, welche in der weiteren Umgebung der Lagerstätte auftreten; die Thermen sollen außerdem das Revier vererzt haben. Als Beweis für diese Hypothese führen sie granitische Ganggesteine an, die in der Lagerstätte auftreten. Als granitische Gangfazies können nur die Quarz, Feldspat und Glimmer führenden Intrusionen angesprochen werden, die, wie Wienecke besonders erwähnt, im liegenden Glimmerschiefer vorkommen. Sie sind erzfrei und haben nach Handstücken, die uns vorliegen, ein pegmatitisches Aussehen. Bis in die Lagerstätte selbst sind sie, soweit wir dies feststellen konnten, nicht vorgedrungen.

Die ganz untergeordneten, im Erzrevier selbst auftretenden Ganggesteine, welche reichlich Arsenerz führen und neben Salit auch Feldspat und Hornblende enthalten, müssen als Gangfazies des Peridotits gedeutet werden. Granitische Intrusionen finden sich somit nach unseren Beobachtungen in der Arsenerzlagerstätte nicht, auch fehlen die Anzeichen pneumatolitischer Einwirkung.

Nachdem wir nachgewiesen haben, daß der Reichensteiner Serpentinstock aus Peridotit hervorgegangen ist, erübrigt es sich für uns, nach den Ursachen der Serpentinisierung zu suchen: die postvulkanischen Prozesse, die sich an die Peridotitbildung anschließen, sind eine fast selbstverständliche Nebenerscheinung, der die meisten Peridotite zum Opfer gefallen sind.

In bezug auf die Erzführung machen sich im Serpentin und im Kammgebirge kaum Unterschiede bemerkbar; kompaktes und kristallines Arsenerz von der mittleren Zusammensetzung As_2Fe kommen hier wie dort vor.

Namentlich in dem feinkörnigen, zertrümmerten Salitgestein mit deutlicher Mörtelstruktur tritt als Neubildung sehr häufig Nephrit auf. Da die Klärung der Nephritbildung von allgemeinem Interesse ist, wollen wir auf die Genese des Reichensteiner Nephrits in einer besonderen Abhandlung zurückkommen.

Der Verwaltung der Reichensteiner Arsenerzbergwerke, die unsere Untersuchungen stets nach besten Kräften unterstützt und gefördert hat, sagen wir an dieser Stelle unsern verbindlichsten Dank.

Ergebnisse.

1. Der Serpentin von Reichenstein ist aus einem Peridotit hervorgegangen.
2. Das Salitgestein (Kammgebirge) ist keine Kontaktbildung, sondern ein magmatisches Spaltungsprodukt des Peridotits.
3. Die Abscheidung der Hauptmasse des Arsenerzes aus dem Schmelzfluß, sowie die Spaltung desselben in einen basischeren und einen weniger basischen Teil, ist der Einwirkung des dolomitischen Kalkes zuzuschreiben.
4. Das Arsenerz ist gleichzeitig mit dem peridotitischen Magma emporgedrungen.
5. Die Arsenerzlagerstätte von Reichenstein ist eine magmatische.

Breslau, Mineralogisches Institut der Universität, Juni 1914.

Ergebnisse von Analysen des Riebeckits im Forellenstein bei Gloggnitz in Niederösterreich.

Von **A. Schierl** in Graz.

Literatur:

Min. u. petr. Mitteil., 1903, **22.** p. 109: Herm. G. F. Keyserling, „Der Gloggnitzer Forellenstein“.

Mitteilungen der Wiener mineralogischen Gesellschaft, 1911, No. 58, p. 41: A. Sigmund, „Erzvorkommen im Riebeckitgranit (Forellenstein) von Gloggnitz, N.-Ö.“

Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1911, 48: A. Sigmund, „Neue Mineralvorkommen in Steiermark und Niederösterreich“.

Handbuch der Mineralogie von Hintze, **2**, II. Hälfte, p. 1263 u. f.

Auf Anregung des Herrn Prof. A. Sigmund unterwarf der Verfasser den nach seinem optischen Verhalten als Riebeckit bestimmten dunklen Gemengteil des Forellensteins von Gloggnitz einer chemischen Untersuchung, was bisher nicht geschehen war.

Zu diesem Zweck wurden ihm einige Proben verhältnismäßig reinen Materials vom genannten Herrn zur Verfügung gestellt. Sie stammen von Spaltausfüllungen geringer Mächtigkeit (im Max. einige Zentimeter), die als basische Nachschübe wechselnder Zusammensetzung — einmal magnetitreicher, dann wieder fast frei von nicht gebundenen Eisenoxyden — gedeutet wurden. Um das charakteristische Mineral, jedenfalls eine Hornblendeabart, einer genauen, einwandfreien Untersuchung zuführen zu können, mußte es vor allem andern von den damit innig vermengten Verunreinigungen, nämlich Magnetiten, Hämatitschüppchen und den Mineralen der Gangart, befreit werden, eine vorbereitende Arbeit, die ebenso notwendig war, als sich ihre Durchführung durchaus nicht einfach gestaltete. Das Extrahieren der stark attraktorischen Magnetitoktaeder wie der gleichfalls paramagnetischen Hämatitlamellen auf trockenem Wege gelang nicht gut, weil beim Behandeln mit einem kräftigen Hufeisenmagnet zugleich mit den Eisenoxyden auch der größte Teil der Hornblende aus den feingepulverten Proben mitgerissen wurde. Daher hat der Verfasser eine magnetische Aufbereitung unter Wasser, und zwar mit Hilfe eines kräftigen Elektromagneten, angewendet, worauf eine Abscheidung der Gangart durch wiederholtes gründliches Schlämmen erfolgte, was insofern zum Ziele führte, als sie ein reines, durchaus homogenes Mineralpulver ergab, das unter dem Mikroskop zu feinen indigblauen prismatischen Säulchen aufgelöst wurde. Erst mit diesen Mineralproben wurden Analysenwerte erhalten, die miteinander recht gute Übereinstimmung zeigten, allerdings von den (übrigens stark schwankenden) Angaben der Literatur über die obengenannten Hornblenden in einigen Punkten wesentlich abweichen; in der Zusammensetzung kommen ihnen einzelne Akmite, schwedische Hornblenden, einzelne Arfvedsonite und Krokydolithe nahe. Wollte man dem Mineral eine bestimmte Formel zugrunde legen, so müßte man folgende Daten in Rechnung ziehen: Da es sich der Hauptsache nach um ein Eisensilikat handelt, so wären die Prozentwerte für Kieselsäure und Eisenoxyd für verschiedene Silikate folgendermaßen zu berechnen:

	$Fe_2O_3 . SiO_2$	$Fe_2O_3 . 2SiO_2$	$Fe_2O_3 . 3SiO_2$	$Fe_2O_3 . 4SiO_2$
SiO_2	27,4	42,9	53,1	60,1
Fe_2O_3	72,6	57,1	46,9	39,9

Viel besser noch als dem Trisilikat $Fe_2Si_3O_9$ entspricht die Zusammensetzung des Minerals der einfachsten für den Riebeckit (bezw. auch Akmit) aufgestellten Formel $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$ mit 52,1 % SiO_2, 34,5 % Fe_2O_3 und dem (allerdings zu hohen) Wert von 13,4 % für Alkalioxyde, die hier offenbar zum größern Teil durch Kalk, Magnesia, Manganoxydul, Eisenoxydul und Wasser ersetzt erscheinen.

Von den verschiedenen, mehr oder weniger sorgfältig aufbereiteten Proben wurden wiederholt Analysen gemacht und gut übereinstimmende Werte in die folgende Tabelle aufgenommen. — Material I war bläulichgrau, stark von glänzenden, z. T. makroskopischen Magnetitoktaederchen durchsetzt, von einer nur wenige Millimeter mächtigen Spaltausfüllung herstammend; II rührt von glänzend blauschwarzen Partien her, mit viel Magnetiten und Hämatitschüppchen, aus einem Mineralgang von ca. $\frac{1}{2}$ cm Mächtigkeit; III waren asbestartig faserige, bläulich schimmernde Anteile; die übrigen Proben IV—VI (zum Vergleich) waren von Haus aus relativ rein und wurden im nicht geschlämmten Zustand der Analyse zugeführt, und zwar enthielt IV winzige Magnetite, die sich kaum völlig entfernen ließen, neben kleinen Mengen vom Muttergestein, ebenso war V und VI vorwiegend durch Gangart verunreinigt, VII ist eine Bauschanalyse des Forellensteins (Gangart); I, II und III waren aufs sorgfältigste für die Analyse gereinigt worden.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2 . . .	54,40	52,71	53,79	54,22	52,41	60,01	76,40
Fe_2O_3 (+ FeO)	40,06	42,72	41,26	38,98	37,80	30,17	7,61
Al_2O_3 . . .	1,83	1,68	2,01	1,93	1,32	4,20	9,39
MnO . . .	0,81	1,19	0,89	1,08	1,46	1,13	Spur
CaO	1,26	0,70	0,76	0,56	1,97	0,54	0,21
MgO	0,34	0,14	0,30	0,24	0,32	0,31	0,32
H_2O	0,98	0,51	0,55	0,51	0,54	0,52	0,13
Na_2O (Rest) .	0,32	0,35	0,44	2,48	4,18	3,12	5,94
P_2O_5	Spur	—	Spur	—	—	—	Spur

Von Alkalien sind nur nennenswerte Mengen Natron vorhanden, Kaliumoxyd tritt derart zurück, daß es quantitativ nicht abgeschieden werden konnte, sondern bloß spektralanalytisch nachgewiesen wurde. Direkte Bestimmungen des Natriumoxyds ergaben wesentlich höhere Werte (wahrscheinlich infolge Verunreinigung des filtrierten Rückstands durch Bestandteile aus den verwendeten Glasgefäßen), bloß bei einer direkten Kontrollanalyse (in IV) blieb der Wert ein wenig unter dem indirekt — als Differenz auf 100 — ermittelten Prozentwert zurück. Mangels größerer Platinschalen und vollkommen einwandfreier Quarzglasgefäße konnten diese Bestimmungen nicht als zuverlässige Ergebnisse verwendet werden und wurde daher von der Angabe diesbezüglicher Werte abgesehen; übrigens ergaben diese direkten Bestimmungen der Alkalien bei Verwendung ganz reinen Materials keine höheren Werte als 5 % (im Maximum), meist zwischen 2—3 %, also ebenfalls viel weniger, als den Angaben der Literatur über Riebeckite entspricht.

Zum Vergleich dieser Daten seien die Grenzwerte angegeben, welche die Literatur bezüglich der Bestandteile des Riebeckits,

dem ja dieses Mineral in optischer und chemischer Beziehung am nächsten steht, erwähnt:

	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
Min. .	49,3	14,9	8,0	Spur	0,1	Spur	5,0	0,5	1,6
Max. .	53.0	30,7	40,5	1,8	2,6	2,8	8,8	1,5	5,6

Daneben enthalten einzelne Riebeckite kleine Mengen von Zirkonoxyd, Aluminiumoxyd, Phosphorsäure und Chlor. In obiger Tabelle sind die Gehalte für Eisenoxydul nicht besonders angegeben, sondern mit den Eisenoxydwerten zusammengezogen, da die Gehalte ziemlich schwankend sind, bei reinem Material, das völlig frei ist von Magnetiten aus erklärlichen Gründen viel geringer als bei dem unvollständig geschlämmten und nicht völlig von Eisenoxyduloxyd befreiten Proben.

Einige Dichtebestimmungen — mit dem Pyknometer ausgeführt — ergaben ebenfalls eine recht schöne Übereinstimmung mit dem in Hintze's Handbuch der Mineralogie angeführten Wert (d $\geq$ 3,3) für Riebeckite; frisches Material zeigte infolge Gehaltes an Gangart und Eisenoxyden die Werte 2,75, 3,16 und 3,08, nach sorgfältigster Reinigung eine Dichte von 3,33. Die extrahierten Magnetite etwa 4,57 (wohl infolge Festhaftens mitgerissener Teilchen des Minerals und des Muttergesteins unter dem bekannten Wert von rund 5).

Das Mineral ist somit nach seiner chemischen Zusammensetzung anzusprechen als ein Ferroferrisilikat mit geringen Gehalten an Tonerde, Manganoxydul, Kalk, Magnesia und Alkalioxyden (vorwiegend Natriumoxyd); es entspricht somit der Zusammensetzung eines relativ natronarmen Riebeckits.

Eine Pseudomorphose nach Orthoklas aus dem Tirschenreuther Granitmassiv.

Von Dr. Laura Hezner in Zürich.

Der Granit des Tirschenreuther Massivs in der bayrischen Oberpfalz ist ein Zweiglimmergranit mit Vorwiegen des Biotits. Einige Anzeichen sprechen indessen dafür, daß der farblose Glimmer wenigstens lokal durch Ausbleichung des dunklen entstanden ist. Stellenweise ist das Gestein porphyrartig struiert; dann bilden große weiße Orthoklase von 4—5 cm Länge die Pseudoeinsprenglinge. Fast immer sind es Karlsbader Zwillinge, oft mit vollkommener kristallographischer Begrenzung und zonar angeordneten, reichlichen Einschlüssen von Biotit und Apatit. Bei Pirk, einem kleinen Dorfe einige Kilometer westlich von Tirschenreuth, ist der gesamte Feldspat des dort porphyrartig ausgebildeten Granits in eine grünblaugraue, erdig aussehende, aber feste Masse umgewandelt,

welche vom Messer ziemlich schwer, von Kalkspat gar nicht geritzt wird, also die Härte 3—4 besitzt. Herausgewitterte Pseudomorphosen zeigen die volle Kristallgestalt des Karlsbader Zwillings mit etwas unscharfen Kanten und Winkeln. Hand in Hand mit der Umwandlung des Orthoklases geht eine teilweise Ausbleichung, teilweise Chloritisierung des Biotits. Die chemische Analyse einer grünen Pseudomorphose ergab folgendes Resultat:

SiO_2	54,80
TiO_2	Spur
P_2O_5	0,20
Al_2O_3	21,88
Fe_2O_3	3,57
FeO	1,18
MnO	0,02
CaO	0,54
MgO	6,41
K_2O	5,95
Na_2O	0,65
H_2O (110 —)	—
H_2O (110 +)	5,38
	100,58

s = 2,55.

Die Analyse gleicht am meisten der von Seladonit, nur ist bei diesem gewöhnlich die Tonerde in größerem Maße durch dreiwertiges Eisen vertreten. Zweifellos ist, daß bei der Pseudomorphosierung des Orthoklases neben Hydratation eine Zufuhr von Magnesia stattgefunden hat. Dieselbe ist, wie die Analyse zeigt, viel zu reichlich vorhanden, als daß sie aus dem ausgebleichten Biotit stammen könnte. Auch Eisen wurde wohl zugeführt, wohingegen Alkalien fortgingen. Das P_2O_5 der Analyse ist den Apatiteinschlüssen zuzuschreiben. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, daß die Pseudomorphose keine einheitliche Substanz ist. Sie besteht aus Chlorit und feinsten, farblosen Schüppchen, die wegen ihrer hohen Doppelbrechung eher als Sericit, denn als Kaolinit gedeutet werden dürften. Dafür spricht auch der relativ hohe Kaligehalt der Analyse, zu dem allerdings Orthoklasreste einigen Beitrag liefern können. Das geringe spezifische Gewicht hingegen ist der Annahme einer Beimengung von Kaolinit günstig.

Personalia.

Ernannt: a. o. Prof. Dr. **H. Stremme** in Berlin zum etatsmäßigen Professor für Mineralogie und Geologie an der Techn. Hochschule in Danzig als Nachfolger von Prof. Dr. F. v. Wolff.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Oktober 14553 1914 No. 20

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg **Fr. Frech,** in Breslau **Th. Liebisch** in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ein Vorkommen von Grahamit im Silurkalk bei Kunda in Estland.

Von **Bruno Doss.**

Vor einiger Zeit erhielt ich von Herrn A. Baron von der Pahlen in Reval eine kleine Stufe eines asphaltähnlichen Bitumens, das von Herrn O. von Blaese in Port Kunda im Steinbruch Arro [1] bei Kunda aufgefunden worden war. Über den Fund selbst hat Baron von der Pahlen im Verein für Naturkunde Estlands Mitteilungen gemacht [2]. Dem Sitzungsbericht [3] ist zu entnehmen, daß das Objekt in Form eines 1—$1\frac{1}{2}$ Zoll dicken und ca. 1 Quadratfuß großen Nestes etwa zwei Fuß über der Toneisenlinsenschicht, die den Vaginatenkalk nach oben gegen den Echinosphäritenkalk abgrenzt, vorgekommen ist. Eine von Fräulein Dr. Daisy Baronesse Wrangell ausgeführte Untersuchung des Materials, über die am angegebenen Orte gleichfalls berichtet wird, führte zu dem Resultate, daß „ein dem natürlichen Asphalt sehr nahestehender fester Kohlenwasserstoff“ vorliegt.

Um eine genaue Bestimmung herbeizuführen — denn gegen Asphalt selbst sprachen die stenglige Textur und der splitterige Bruch — unterwarf ich diesen fossilen Kohlenwasserstoff selbst einer weiteren Untersuchung, bei der sich herausstellte, daß er in die zu den Asphaltiten gehörige Gruppe der Grahamite einzureihen ist.

Das mir zur Verfügung stehende Stück stellt einen 4 cm dicken Teil einer Schmitze dar. An den Salbändern findet sich stellenweise ein wenig vom ursprünglich angrenzenden, z. T. eisenschüssigen Kalkstein. In einer, dem einen Salband zunächstliegenden, $\frac{3}{4}$ cm dicken Zone ist die schwarze Masse mit Kalkstein durchsetzt, am gegenüberliegenden Salband und in der Mitte liegt dem Augenschein nach reine Substanz vor.

Die fettglänzende, pechschwarze, im Pulver braune, lokal mit Anlauffarben versehene Masse ist spröde, geruchlos, besitzt die Härte 2 und einen hell- bis dunkelbraunen Strich, je nachdem an der Porzellantafel eine dünnere oder dickere Schicht haften bleibt.

[1] Es ist dies derselbe Bruch, in dessen Nähe die bemerkenswerten Gletscherschliffe aufgedeckt worden sind, über die Verfasser im N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. I. p. 43 berichtet hat.

[2] In der Sitzung vom 14. (27.) Oktober 1911.

[3] Erschienen in der „Revalschen Zeitung“. 1911. No. 275.

In dünnen Splittern u. d. M. hellbraun durchscheinend, isotrop, scheinbar homogen. Im Röhrchen im Ölbad bis 275° erhitzt, war höchstens ein ganz geringfügiges Erweichen der Substanz zu konstatieren. Beim Erhitzen im Kölbchen über der Bunsenflamme schmilzt die der Glaswandung anliegende Partie des Splitters, die übrige bläht sich auf unter Entwicklung weißer und brauner Dämpfe, es entsteht ein brauner Beschlag und später ein öliges braunes Destillat. Als Endprodukt erhält man einen stark porösen Koks. Auf dem Platinblech verbrennt nach eingetretenem Erweichen und Schwellen die Masse unter leuchtender rußiger Flamme und Hinterlassung von viel Koks.

Bei Verwendung gröberen Pulvers wurde das spezifische Gewicht pyknometrisch zu 1,111 bei 18,2° C bestimmt[1].

Dies kann aber, wie die Kontrolle mit Thouletscher Lösung ergab, nur als angenäherter Wert gelten. Es zeigte sich nämlich, daß das aus der Mitte der Schmitze entnommene und augenscheinlich ganz reine Material in seinen einzelnen Partikeln ein einheitliches spez. Gewicht überhaupt nicht besitzt; denn feineres, gut ausgekochtes und in sehr verdünnter Lösung zu Boden gesunkenes Pulver stieg bei allmählichem Zusatz von konzentrierter Lösung zu einzelnen Teilen bei verschiedenen Konzentrationsgraden der Flüssigkeit. Als niedrigste Grenze für das spez. Gew. ergab sich 1,110, als höchste Grenze 1,160. Mikroskopisch ließ sich zwischen dem leichteren und schwereren Anteil absolut kein Unterschied entdecken. Wurde aber der schwerere Anteil geglüht, so verblieb ein mineralischer Rückstand unbestimmter Natur, was beim leichtesten Anteil nicht der Fall war. Hieraus ergibt sich, daß Beimengungen, die sich selbst u. d. M. nicht kenntlich machen, das spez. Gew. einzelner Partikel erhöhen.

Eine vom Assistenten Herrn S. Blumenfeld in der chemischen Versuchsstation der hiesigen Hochschule ausgeführte Analyse lufttrockenen Materiales ergab die in folgender Tabelle unter I angeführten Resultate. Zum Vergleich ist ebenda die Zusammensetzung einiger Grahamite anderer Fundorte wiedergegeben, und zwar unter II diejenige des typischen Grahamits von Ritchie County in Westvirginia[2], unter III diejenige des Grahamits von Webb Bluff am Rio Grande River, 50 Meilen nördlich Laredo in Texas[3], unter IV die des Grahamits am O'Quinn und Buckner's Creeks, Fagette County, Texas[4]. Eine größere Reihe von Grahamit-

[1] Baronesse Wrangell fand das spez. Gew. zu 1,17 (l. c.).

[2] C. Richardson, Grahamite, a solid native bitumen. (Journ. Amer. Chem. Soc. **32**. 1910. p. 1038/39.)

[3] E. Dumble in Trans. Amer. Inst. Mining Eng. Okt. 1891 (Referat in Zeitschr. f. Kryst. **23**. p. 509).

[4] Ebenda.

analysen hat C. RICHARDSON (l. c.) zusammengestellt. Aus dessen Angaben sind unter V die für die einzelnen Elemente gefundenen Grenzwerte wiedergegeben.

	I	II	III	IV	V
C	83,28	86,56	78,65	76,19	72,49—86,56
H	8,53	8,68	7,50	6,61	6,60— 8,69
S	2,16	1,79	5,42	7,45	0,93— 8,72
N	1,51	2,97	0,15	0,39	0,4 — 1,2 [1]
O	3,81		5,08	5,15	
H_2O			0,30	—	
Asche . . .	0,71		2,90	4,21	

Beim Verbrennen der Substanz im Bochumer Tiegel verbleiben 36,5 % Koks. Die von C. RICHARDSON in seiner Tabelle angegebenen Werte des Residualkokses bei verschiedenen Grahamiten schwanken zwischen 22,3 und 56,4 %.

Die Löslichkeitsverhältnisse des vorliegenden Bitumens sind in folgender Tabelle zusammengestellt, die zugleich auch vergleichende Daten wiedergibt über die bei Grahamiten anderer Fundorte gefundenen Löslichkeitsverhältnisse nach den Angaben bei C. RICHARDSON [2] und H. v. HÖFER [3].

	Löslichkeit des Grahamits von Kunda	Löslichkeit anderer Grahamite
in 96 %igen Alkohol	1,5 %	„wenig löslich“
Aceton	10	
Äther	29	„teilweise löslich“
62grädiger Naphtha [4] . .	28	1,0—55,9 %
88grädiger Naphtha [5] . .	20	0,2—48,2
Tetrachlorkohlenstoff . .	51	19,4—99,1
Terpentinöl [6]	71	Spuren bis 4,8 [6]
Schwefelkohlenstoff . . .	92	49,6—99,6
Chloroform	97	55—68

[1] Der Gehalt an N ist nur bei 2 Analysen angeführt.

[2] l. c. p. 1038, 1039, 1046, 1047.

[3] Das Erdöl und seine Verwandten. 3. Aufl. Braunschweig 1912. p. 143.

[4] 62° Baumé. Fraktion bei 85—90°. Spez. Gew. bestimmt zu 0,7350. Der mittels Aräometer bestimmte Baumé-Grad und das entsprechende spez. Gew. stimmen nicht ganz genau überein mit den Daten der berechneten Äquivalenztabelle bei HÖFER, l. c. p. 41.

[5] Fraktion bei 46°. Spez. Gew. 0,6430, nach der HÖFER'schen Tabelle (l. c.) entsprechend 88 B.

[6] Vom Siedepunkt 158°. Der zu 71 % gefundene Wert bezieht sich — ebenso wie die entsprechenden Werte bei den übrigen oben angeführten Lösungsmitteln — auf die Löslichkeit bei Zimmertemperatur. Die vollständige Extraktion mit Terpentinöl geht hierbei allerdings außerordent-

C. Richardson, der sich sehr eingehend mit der Untersuchung von Grahamiten verschiedener Herkunft[1] befaßt hat und zahlreiche Daten über die wechselnde Zusammensetzung und schwankenden Löslichkeitsverhältnisse[2] bei annähernd gleich bleibenden physikalischen Eigenschaften anführt, betrachtet den Grahamit als eine Bitumenklasse (nicht Genus oder Spezies), die sich wie folgt charakterisieren läßt[3]: ein brüchiges, festes, natürliches Bitumen, Metamorphosierungsprodukt, im reinen Zustande von schiefrighakigem Bruche, unschmelzbar, in der Hitze nur schwellend, löslich in Schwefelkohlenstoff, nur wenig löslich in leichter Naphtha, beim Erhitzen unter Luftabschluß einen hohen Prozentgehalt von Koks hinterlassend. Je nach der Zusammensetzung und der Löslichkeit in leichter Naphtha werden die Grahamite in verschiedene Unterklassen eingeteilt. Eine spezielle Namensgebung für Grahamite mit differenzierten Eigenschaften, wie z. B. Impsonit für den Grahamit von Oklahoma, hält Richardson gegenwärtig für kaum nötig.

Wenn wir uns an diese Charakteristik halten, dann fällt das Bitumen von Kunda fraglos in die Klasse der Grahamite; denn abgesehen von der stengligen Textur, die bei keinem anderen festen Bitumen vorkommt, unterscheidet es sich von den nächsten Verwandten der Bitumenreihe der Asphaltite, und zwar vom Manjak durch die verhältnismäßig sehr schwere Schmelzbarkeit[4] und vom Albertit durch die hohe Löslichkeit in Schwefelkohlenstoff[5]. Und doch muß auf zwei Eigenschaften hingewiesen werden, durch die der Kundaer Grahamit eine gewisse Sonderstellung einnimmt: das ist die braune Farbe seines Pulvers (alle sonstigen Grahamite

---

lich langsam vor sich; es dauerte bei Anwendung von 0,3 g feinen Pulvers nach erfolgter momentaner Lösung eines großen Teiles der Substanz noch Monate lang, bevor der Lösungsprozeß völlig beendet war. Wenn Höfer (l. c. p. 143) angibt, daß Grahamit in Terpentinöl größtenteils löslich sei, so bezieht sich dies auf die Löslichkeit bei einer der Siedehitze nahen Temperatur, bei der nach Richardson (l. c. p. 1047) bei verschiedenen Grahamiten 53,2—99,7 % (auf reines Bitumen bezogen) gelöst werden. Grahamite mit starker Löslichkeit in Terpentinöl bei Zimmertemperatur waren bisher nicht bekannt. — Das Maximum von 4,8 % ist dem Grahamit von Westvirginia eigen (vergl. Richardson l. c. p. 1046 u. 1047).

[1] Eine fast alle Grahamitfundorte umfassende Zusammenstellung gibt Richardson auf p. 1034 ff. seiner zitierten Abhandlung.

[2] Diese Differenzen beruhen wahrscheinlich z. T. auf der wechselnden Zusammensetzung der Naphtha, aus der die Grahamite verschiedener Fundorte hervorgegangen.

[3] l. c. p. 1048.

[4] Manjak schmilzt bei ca. 200—220 °.

[5] Von Albertit sind nach Höfer (l. c. p. 144) nur 1,6—11,9 % in Schwefelkohlenstoff löslich.

besitzen durchaus schwarze Pulverfarbe[1]) sowie seine hohe Löslichkeit in kaltem Terpentinöl (71 % gegenüber dem Maximum von 4,8 % beim Grahamit von Westvirginia) und seine größere Löslichkeit in Chloroform im Vergleich zu anderen Grahamiten. Will man diese Unterschiede als ausreichend gelten lassen, so könnte man das vorliegende Bitumen unter dem Namen Kundait aus der Klasse der Grahamite hervorheben.

Über das Vorkommen von „Asphalt" in Estland — wobei mit einer Ausnahme freilich nie untersucht worden ist, ob es sich um einen wirklichen Asphalt oder einen Asphaltit handelt — liegen in der Literatur folgende Angaben vor. 1. In Form von zolldicken und etliche Zoll langen Nestern und von 2—4 mm dicken Überkrustungen von Kieselkonkretionen und Quarzkristallen in Drusen und Spalten der obersilurischen Borealisbank (kieseliger dolomitischer Kalkstein) bei Pusko unweit Linden, 10 Werst südwestlich Hapsal[2]. 2. In Form dünner Schnüre, als Überzug und Anflug auf feinen Haarklüften und als Nester in der obersilurischen Jördenschen Schicht (fossilreiche Kalksteine) bei Pallokülla und Pühalep (?) auf der Insel Dagö[3]. 3. In Gestalt eines bis 9 Zoll Länge und 3 Zoll Dicke haltenden Nestes im untersilurischen Glaukonitsand bei Baltischport[4]. 4. Eine ziemlich beträchtliche eiförmige Partie einer „asphaltartigen Kohle" im unterkambrischen blauen Ton bei Kunda[5]. Einer von ALEXEJEW ausgeführten Analyse[6] zufolge besitzt dieses strukturlose, glänzende Bitumen die Zusammensetzung C = 77,23, H = 8,95, N = 1,10, O = 7,52, Asche = 5,20 und ein spez. Gew. von 1,118 bei 19,3° C. Von ALEXEJEW wurde es als ein dem Albertit nahestehendes

---

[1] Wenn C. ENGLER (Die Chemie und Physik des Erdöls. Leipzig 1913. p. 685) angibt, daß „die Asphaltite ein Pulver von mehr oder weniger brauner Farbe liefern", so sind die bisher bekannt gewesenen Grahamite hiervon jedenfalls ausgeschlossen.

[2] E. EICHWALD: Die Urwelt Rußlands. Heft 2. 1842. p. 17. Derselbe: Neuer Beitrag zur Geognosie Esthlands und Finlands. 1842. p. 17 (beide Schriften als Separatabzüge erschienen aus BAER u. HELMERSEN's „Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches". 4. u. 8.). — Vergl. E. EICHWALD im Bull. Soc. Natural. Moscou. **25.** 1852. No. 2. p. 41; **27.** 1854. p. 10; A. v. OSERSKY in Verh. Min. Ges. Petersburg 1844. p. 128; A. SCHRENK im Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl. 1. Ser. **1.** 1852. p. 16 u. 36; G. v. HELMERSEN im Bull. d. l. classe phys.-math. de l'Acad. sc. St. Pétersb. **14.** 1855. p. 213; C. GREWINGK in Sitzungsber. Naturf.-Ges. Dorpat. **8.** 1889. p. 53.

[3] OSERSKY, l. c. p. 128; SCHRENK, l. c. p. 37; EICHWALD, l. c. (Bull.) **25.** p. 71 und **28.** p. 10; HELMERSEN, l. c. p. 213; GREWINGK, l. c. p. 53.

[4] HELMERSEN, l. c. p. 213; GREWINGK, l. c. p. 53.

[5] F. SCHMIDT im Bull. com. géol. St.-Pétersb. **13.** 1894. p. 63; A. MICKWITZ in Mém. Acad. sc. St.-Pétersb. 8. Sér. **4.** No. 2. 1896. p. 36.

[6] Publiziert durch B. DOSS im Korrespondenzbl. Naturf.-Ver. Riga. **43.** 1900. p. 195.

Bitumen bezeichnet; es unterscheidet sich aber von diesem durch seine Schmelzbarkeit (sollte es nicht vielleicht dem Manjak näher stehen?). Das Objekt befindet sich einer Mitteilung des Herrn Baron v. d. Pahlen zufolge im Provinzialmuseum zu Reval unter der Etikette „Kambrische Steinkohle, ca. 4 Fuß über dem roten kambrischen Ton im blauen Ton gelagert, Kunda 4. Juni 1893". A. v. Mickwitz [1] erwähnt diese Substanz auch späterhin noch als „asphaltartige Kohle". 5. „Asphaltartige Kohle", aufgedeckt im kambrischen blauen Ton bei der 1905—06 erfolgten Bohrung des artesischen Brunnens auf dem Heumarkt in Reval [2]. Näheres über diesen Fund ist nicht mitgeteilt worden [3].

Im Anhang hierzu sei auch auf die interessante Beobachtung E. Eichwald's [4] verwiesen, der zufolge die bei Pawlowsk südlich Petersburg im untersilurischen Glaukonitkalk häufig vorkommende *Syphonia cylindrica* von ihm völlig mit Erdöl durchdrungen befunden worden ist. Sollte endlich der im untersilurischen Vaginatenkalk bei Narwa in Form kleiner schwarzer, glänzender Stücke vorgekommene „Anthracit" mit 86 % C [5] nicht vielleicht auch ein Asphaltit gewesen sein? [6]

Mit Ausnahme der Funde No. 4 und 5 [7] sind alle bisher bekannt gewordenen baltischen Vorkommnisse fossiler fester Kohlenwasserstoffe an Schichtglieder gebunden, die über dem oberkambrischen Dictyonemaschiefer lagern.

Da nun der Dictyonemaschiefer bei trockner Destillation flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe liefert [8], so liegt es um so näher,

[1] Ber. d. Sitz. d. Ver. f. provinz. Naturkunde vom 9. (22.) März 1904 („Revalsche Zeitung". 1904. No. 58). — Baltische Landeskunde (herausgeg. von K. Kupffer). Riga 1911. p. 155.

[2] A. v. Mickwitz in Balt. Landeskunde l. c. p. 155—56.

[3] Die aus dem Nachlaß von A. v. Mickwitz stammenden Bohrproben befinden sich in einem Kellerraum des Provinzialmuseums in Reval (Mitteilung des Herrn Dr. Kirchhofer in Reval).

[4] Bull. Soc. Natur. Moscou. 28. 1855. No. 4. p. 442.

[5] Grewingk, l. c. p. 52.

[6] Über sehr seltene Vorkommnisse fossiler fester Kohlenwasserstoffe im Bereiche des ostbaltischen Devons vergl. B. Doss l. c. p. 192. Nur als bibliographische Notiz sei noch erwähnt, daß A. Hupel (Topographische Nachrichten von Lief- und Ehstland. 2. Riga 1777. p. 532) schreibt: „Es fehlen zuverlässige Nachrichten von dem Steinöhl, welches man nach eines Mannes Versicherung unter einem kleinen esthländischen Gut soll gefunden haben."

[7] Obgleich das Material von No. 4 A. v. Mickwitz zugeschickt und nicht von einem Fachgeologen gesammelt worden, dürfte es doch kaum zweifelhaft sein, daß es tatsächlich von einer primären Lagerstätte im blauen Ton stammt.

[8] Nähere Angaben über die den Dictyonemaschiefer betreffende Literatur sowie über seine chemische Zusammensetzung siehe bei B. Doss Korrespondenzbl. d. Naturf.-Ver. Riga. 43. 1900. p. 197 ff.

die Vorkommnisse von Asphalt oder Asphaltiten in höheren Horizonten auf stattgehabte natürliche Destillationsvorgänge innerhalb jenes Schiefers zurückzuführen, als anderweitige Quellen schlechterdings nicht zu eruieren sind. Unter dem Einfluß von Druck und erhöhter Temperatur muß ein Teil des ursprünglichen Bitumens des genannten Schiefers in Form von flüssigen (und gasförmigen) Kohlenwasserstoffen frei geworden sein, die auf Klüften [1] in höhere Schichten stiegen und hier an günstigen Punkten, insbesondere in kleinen Höhlungen, durch Kondensation oder Polymerisation im Laufe der Zeiten in die feste Form übergingen.

Nach alledem muß es als zweifellos gelten, daß speziell der Kundasche Grahamit ein Abkömmling des Dictyonemaschiefers ist, der ca. 9 m unter der Fundstelle des Grahamits anstehen muß. Zu dem gleichen Ergebnis gelangte schon Baron von der Pahlen, der es aussprach, „daß die Quelle dieser Kohlenwasserstoffverbindung im Dictyonemaschiefer zu suchen ist“ (l. c.).

Unaufgeklärt bleibt bisher nur die Herkunft der im unterkambrischen Ton gemachten Funde fester Kohlenwasserstoffe.

Riga, Technische Hochschule, April 1914.

Über ein neues Vorkommen von Dumortierit.

Von **Eberhard Rimann**, Rio de Janeiro,
Serviço Geologico e Mineralogico do Brazil.

Beschäftigt mit der geologischen Aufnahme der Umgegend von Rio de Janeiro, wandte sich meine spezielle Aufmerksamkeit den hier auftretenden zahlreichen Pegmatitgängen zu.

Ein Teil der Gesteine bei Rio de Janeiro zeigt tiefgründige Verwitterung, „Lateritisierung“, andere Partien wieder sind völlig unzersetzt, und zwar kann man sowohl auf der Höhe der Berge (z. B. im Gelände des Corcovado — 704 m —), wie auch tief unten im Meeresniveau hier lateritisiertes Gestein und wenige Schritt weiter völlig unzersetztes Gestein beobachten.

Die Ursache liegt weniger in der Verschiedenheit der Gesteine, als vielmehr in den tektonischen Verhältnissen.

In früherer Zeit war auch das Küstenland einheitlich bedeckt von einer Lateritdecke: Zahlreiche Parallel-Verwerfungen schufen erst Niveaudifferenzen und riefen im Zusammenhang mit den abtragenden Kräften des heutigen Klimas die oben skizzierten Er-

---

[1] Es sei darauf hingewiesen, daß die bei Kunda einen flachen Sattel bildenden silurischen Kalksteine, den Aufschlüssen nach zu urteilen, stark zerklüftet sind.

scheinungen hervor. Die Pegmatitgänge weisen natürlich dieselben Verhältnisse auf. Wo sie zersetzt, kaolinisiert sind, kann man nur durch Waschen in den beim Goldwaschen üblichen Schüsseln oder Trögen die Schwermineralien gewinnen.

Auf diesem Wege hatte schon Orville A. Derby in einem Pegmatit des Sumare Dumortierit gefunden, wie er mir persönlich mitteilte; weitere Nachforschungen waren aber vergeblich gewesen. Von diesen kaolinisierten Pegmatiten soll indessen hier nicht die Rede sein.

Die anderen, im unverwitterten Gebirge aufsetzenden Pegmatite, unterscheiden sich in bezug auf ihre Mineralführung, je nachdem sie in den Graniten selbst oder aber in fremdem Gestein aufsetzen. In ersterem Falle beobachtet man oft ein Verfließen der pegmatitischen Massen mit dem Nebengestein, und diese Pegmatite sind im allgemeinen arm an akzessorischen Mineralien.

Man beobachtet in Drusen: schwarzen Turmalin, Beryll, Orthoklas (in einem Pegmatit an der Praia da Saudade, 6 cm hoch, unverzwillingt, mit den Flächen M, T, l, z, P, x), Plagioklas (Albit und Oligoklas), Apatit (besonders zahlreich gefunden in Drusen im Tunnel do Leme in säulenförmigen Kristallen 0P, ∞P, P, aufgewachsen auf Albit), Kaliglimmer, Quarz (R . —R . ∞R), Kalkspat in flachen Rhomboedern, in der Richtung der c-Achse aufeinandergereiht, teils farblos, teils besonders gern randlich durch Limonit und Rutil gefärbt (Rua Paysandu), Rutil, Eisenspat, Malachit (aus der Zersetzung von Kupferkies hervorgegangen — Rua Paysandu —).

Besonders bemerkenswert ist, daß die Quarzkristalle amethystfarbig sind, wo Rutilnädelchen aus ihnen herauswachsen (Morro Viuva).

Die Pegmatitgänge, von denen im folgenden die Rede sein soll, setzen in dem Vorort Copacabana in einem Granat-Kordieritgneis und in Ipanema in einem Kordierit-Sillimanitgneis auf. Das Nebengestein dieser Gänge, dessen mikroskopische Untersuchung noch aussteht, interessiert uns in diesem Zusammenhange insofern, als es sehr tonerdereich ist, und als einige Mineralien wie Sillimanit, Kordierit, Granat auch in den Pegmatiten auftreten und unzweifelhaft aus ihm entnommen sind.

Es kann sich im folgenden nur darum handeln, die am Handstück und in den Waschrückständen beobachteten Mineralien anzugeben, da die einzelnen Mineralien nur sporadisch und in so geringer Größe auftreten, daß Dünnschliffuntersuchungen und chemische Studien an isoliertem Material nicht Erfolg versprachen, bezw. nicht möglich waren.

Der Granatkordieritgneis von Copacabana, an der Avenida Atlantica, zwischen den Straßen Rua Otto Simon und Rua Rudolpho Dantas, wird von zwei Pegmatitgängen durchsetzt, welche beide

270° streichen und nach N einfallen, der nördliche mit 70°, der südliche mit 40°. Die Mächtigkeit jedes der beiden Gänge beträgt nicht mehr als 10—20 cm. Der Kordieritgneis hat ein Streichen von 20°, das Einfallen der Schieferungsebene beträgt 50° in O. Die beiden Gänge sind voneinander nur wenige Meter entfernt. Nur der südlichere derselben war für eine genauere Untersuchung zugänglich.

Die Gangfüllung besteht im wesentlichen aus:

1. Orthoklas, in frischem Zustand grünlich, der einen eigentümlichen Lichtschimmer auf Flächen der orthodiagonalen Zone und vollkommene Spaltbarkeit nach (001), (010) und einem steilen positiven Hemiorthodoma hat, außerdem auch nach (110) undeutlich spaltet[1],

2. grauem Quarz,

3. einem braunen Glimmer, der als Lepidomelan erkannt wurde.

An sonstigen Mineralien beobachtete ich:

a) eingewachsen:

4. Graphit in radialstrahligen Aggregaten, Durchmesser bis ½ cm groß.

Seinem Verhalten gegenüber konzentrierter HNO_3 nach gehört er zum eigentlichen Graphit, wie auch nach seiner blättrigen Struktur zu erwarten war. Der Graphit findet sich teils im Gestein unregelmäßig verteilt, teils mit besonderer Vorliebe an den Salbändern. Er gehört wohl zu den ursprünglichen Gemengteilen des Pegmatites, wie er überhaupt hier in Brasilien auch sehr häufig als Gemengteil von Orthogneisen und Kontaktgesteinen zu beobachten ist.

5. Andalusit, in Quarz, bis 0,5 cm lang, spez. Gewicht 3,185.
𝔞: rotbraun, 𝔟 und 𝔠: grünlichweiß.

6. Beryll, bläulichgrün.

7. Turmalin, in Quarz, O tintengrau, auch braungrün und dunkelbraun, E fast farblos.

8. Zirkon, in Quarz, bis 3 mm lange prismatische Kristalle auch bis cm große derbe Massen, braun ($\infty P . P$; mPm, $\infty P\infty$; $P . \infty P\infty$).

9. Pinit? eine Serpentinpseudomorphose (spez. Gewicht zwischen 2,473 und 2,489) mit Spaltbarkeit nach einer Fläche vorherrschend, auf dieser Glasglanz, auf den übrigen Flächen matt. Bemerkenswert ist, daß der Kordierit in dem Nebengestein, dem Granatkordieritgneis, vollständig frisch ist.

---

[1] Die Spaltrisse nach dem Hemiorthodoma bilden mit denen nach (001) einen Winkel von 74—75°, die Spaltrisse nach (110) bilden mit denen nach (010) ca. 62°, mit denen nach dem Hemiorthodoma ca. 29°.

10. Dumortierit, eingewachsen in Orthoklas und Lepidomelan; fasrige Aggregate. Spez. Gewicht 3,36. Schon mit unbewaffnetem Auge kann man violetten und grünlichen Dumortierit unterscheiden. Die mikroskopische Untersuchung an isoliertem Material ergab:

$\mathfrak{c}$ farblos
$\mathfrak{b}$ farblos
$\mathfrak{a}$ (je nach der Dicke des Blättchens)
hell- bis dunkelblau
violett bis dunkelweinrot,
blaugrün, grüngelb, grünbraun,
dunkelgrün.

Die Ursache der verschiedenen Absorption, die man ja ganz analog an Turmalinen nicht nur ein und desselben Vorkommens, sondern an ein und demselben Stück beobachtet, konnte ich in Anbetracht der geringen Substanzmengen nicht ergründen.

Es zeigen also, unter Berücksichtigung der Spaltbarkeit nach 100, Schnitte ohne Spaltrisse (mit dem Austritt einer spitzen Bisektrix) 100 und Schnitte mit scharfen Spaltrissen 010 den lebhaften Absorptionswechsel zwischen farblos und Farbe, dagegen Schnitte mit unregelmäßigen Spaltrissen (mit dem Austritt einer stumpfen Bisektrix) keine Absorption.

11. Monazit, als winzige, ca. 0,1 mm große Körner mit schwachem Pleochroismus, grüngelb bis gelb. An einem Kristall wurden $\infty P \infty . \infty P . - P \infty . P \infty . P \infty$ beobachtet.

12. Granat, offenbar aus dem Nebengestein aufgenommen.

b) in Drusen ausgeschieden:

13. Plagioklas, mit P, x, T, l, nach seiner Auslöschungsschiefe auf M ($+ 8^0$), ein Oligoklas von der ungefähren Zusammensetzung Ab 80 An 20.

14. Apatit, hellbraun und grünlichweiß, bis $^1/_2$ cm hoch mit $0 P . \infty P$.

15. Ilmenit, in hexagonalen Täfelchen, völlig umgewandelt unter Erhaltung der Form in ein wirres Aggregat von Rutil.

16. Rutil, nur sekundär, aus Ilmenit hervorgegangen, prismatisch, mit pyramidalen Endflächen, Zwillingsbildung nach $P \infty$, Absorption: O rotbraun, dunkelbraun, braun, E hellbraun, gelb.

17. Muskovit, in sechsseitigen Täfelchen, bis $^1/_2$ cm Durchmesser.

18. Pyrit, $\infty O \infty$, in Kombination mit O. Durchdringungen nach der Oktaederfläche. 0,3 mm hoch, auf Quarz und Plagioklas aufgewachsen, völlig umgewandelt in Brauneisen.

19. Topas, prismatisch, in einer kaolinisierten Partie des Pegmatitganges, weingelb. Dieser Nachweis von Topas in einem unzweifelhaften Granitgestein ist insofern von Interesse, als die

berühmten Vorkommen im Staate Minas-Geraes bei Capaõ do Lane und Boa Vista von ORVILLE A. DERBY[1] mit dem Nebengestein, dem Chloritschiefer, in genetischen Zusammenhang gebracht werden, und dieser als metamorphosierter Nephelinsyenit bezeichnet wird.

Etwa 2,6 km südwestlich von dem eben besprochenen Pegmatit, in dem Vorort Ipanema am südlichen Abhang des Morro de Cantagallo, ist durch Steinbruchsbetrieb ein Kordieritsillimanitgneis aufgeschlossen. Der Zugang zu dem Steinbruch erfolgt am besten von der Straße des 4. Dezember aus und man kann, von Westen nach Osten gehend, 6 Anschnitte von Pegmatitgängen feststellen, von denen die westlichsten 3 offenbar einem Gangkörper (Gang I bis III) angehören. Sie streichen 120—140° und fallen mit 50—60° in N. Ihre Mächtigkeit beträgt 10—30 cm.

Die anderen 3 Gänge zeigen folgende Verhältnisse:

IV.	Str. 75°	Einf. 50° NW	Mächtigkeit 30 cm
V.	„ 150°	„ 70° W	„ 10 „
VI.	„ 180°	„ 20° W	„ 20 „

Das Streichen der Schieferungsebene des Sillimanitgneises ist 135°, das Einfallen 50° in S.

Die Gänge bestehen in der Hauptsache aus Orthoklas und Biotit, lokal herrscht Quarzfüllung vor. Sie sind größtenteils mechanisch verwittert und zerfallen zu Grus.

In diesen Gängen wurden folgende Mineralien beobachtet, die nicht in Drusen, sondern eingewachsen zwischen den anderen Gemengteilen auskristallisiert sind:

Magnetit, in bis cm großen Kristallen (O), auch derb (II und VI).

Grüner Spinell, bis 0,3 mm große Kristalle (O) (II, III, IV), besonders mit dem Magnetit vergesellschaftet.

Dumortierit, in mikroskopisch kleinen Kristallen, ebenfalls in der Nähe des Magnetit angereichert, so daß er in dem ausgesuchten Magnetit nach Behandeln mit HCl in größeren Mengen gefunden wird, als in der übrigen Gangmasse. Die Absorptionsfarbe ist hier nur blau, doch scheint sie fleckenhaft verteilt zu sein (in II und VI häufiger, in III und V selten).

Sillimanit, in büschelförmigen Aggregaten; einzelne Gangpartien bestehen fast nur aus strahligem Sillimanit.

Mit ihm zusammen, wenn auch in geringer Menge

Andalusit, besonders häufig in III.

Granat, auffälliger Gemengteil in der Quarzfazies des Pegmatites.

Zirkon, in allen diesen Pegmatiten häufig, bis 0,75 mm lang, bei 0,25 mm Breite, prismatisch, mit pyramidalen Endflächen,

[1] ORVILLE A. DERBY, On the Mode of the occurrence of Topas near Ouro Preto, Brazil. American. Journal of Science, **11**. 1901.

im durchfallenden Lichte bräunlich bis rosa, zum Teil mit Schalenbau. Es muß betont werden, daß neben den vorzüglich kristallographisch begrenzten Zirkonen auch runde Formen (bis 0,06 mm herunter) auftreten[1]. Es handelt sich hier wohl um magmatische Resorption[2]. Jedenfalls kann die Form der Zirkone als „gerollt" oder „von Kristallflächen begrenzt" bei der Unterscheidung z. B. von Ortho- und Paragneisen nicht ohne weiteres diagnostisch verwertet werden.

Monazit, ebenfalls in keinem dieser Pegmatite fehlend, aber an Menge gegenüber dem Zirkon zurücktretend, 0,05—0,5 mm große Körner, teils in scharfen Kristallen, teils in runden Körnern.

Rutil, wohl auch hier aus der Zersetzung von Ilmenit oder titanreichem Magnetit hervorgegangen, einzeln und in knäuelförmigen Aggregaten.

Pinit (III).

Muscovit.

Zusammenfassung:

Ein Teil der in den beschriebenen Pegmatiten beobachteten Mineralien ist zweifelsohne dem granitischen Schmelzfluß eigentümlich. Dahin gehören die Feldspäte, die Glimmer, Topas, Turmalin, Monazit, Zirkon, Graphit, Beryll, Apatit, die Eisenerze, Spinell. Die eisenerz- und spinellreichen Pegmatite erinnern an die von Hussak[3] beschriebenen Pegmatite und Granite mit einem titanreichen Magnetit, Ilmenit, Spinell, Zirkon, Beryll, z. B. von Angra dos Reis im Staate Rio de Janeiro u. a.

Ein anderer Teil der Gemengteile stammt aber zweifelsohne aus dem tonerdereichen Nebengestein, so Sillimanit, Andalusit, Granat, Kordierit (Pinit).

Und auf diese ganz anormale Beschaffenheit des granitischen Schmelzflusses, auf den unzweifelhaften Tonerdeüberschuß, ist wohl auch die Bildung des Dumortierit zurückzuführen, die im übrigen mit zuerst erfolgte, noch vor der Ausscheidung von Magnetit, bezw. mit der von Biotit und Orthoklas.

---

[1] Die Angabe, daß der Zirkon in Eruptivgesteinen stets idiomorph ausgebildet sei, daß die Kugel- und Eiform dagegen auf Schicht- und Schiefergesteine beschränkt sei (cf. Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr. 1905. I, 2 p. 57 bezw. 187), bedarf also der Korrektur. Dasselbe gilt für den Monazit.

[2] Vergl. auch Orville A. Derby, Speculations regarding the Genesis of the Diamond II. Journal of Geology **20**. No. 5. Anmerkung 2 auf p. 451.

[3] E. Hussak, Über die Mikrostruktur einiger brasilianischer Titanmagneteisensteine. N. Jahrb. f. Min. etc. 1904. I. p. 94—113.

Einige Bemerkungen zu der „Diskussion über die Kohlenvorräte der Welt" gelegentlich des XII. Internationalen Geologenkongresses in Toronto (Kanada).

Von Bergassessor **H. E. Böker** in Berlin.

Der XII. Internat. Geologenkongreß hatte bekanntlich beabsichtigt, zu einem Hauptgegenstand seiner Verhandlungen die Frage der Kohlenvorräte der Welt zu machen; zu welchem Zwecke eine große Enquete, die erste Weltinventur der Stein- und Braunkohlenvorräte, „The Coal resources of the world" (3 dicke Großquartbände und 1 Atlas in Folio) von der Kongreßleitung aus den Berichten der verschiedenen Staaten zusammengestellt worden ist. Die mündliche Verhandlung dieser wichtigen Fragen ist — entgegen der vorher von kanadischer Seite kundgegebenen Absicht und sehr im Gegensatz zu der eingehenden Erörterung der Frage der Eisenerzvorräte der Welt auf der Tagung des XI. Internat. Geologenkongresses in Stockholm 1910 — von der Kongreßleitung sehr stark eingeschränkt worden.

Der vorbereitende Ausschuß des Kongresses hatte, um eine Einheitlichkeit der Bearbeitung herbeizuführen, ein Schema[1] entworfen. Hiernach sollte eine Trennung in zwei Vorratsgruppen (Gruppe I: Flöze bis herab zu 2 Fuß, Gruppe II: bis zu 1 Fuß) und in drei Vorratsklassen („actual", „probable", „possible reserves", d. i. „sichere", „wahrscheinliche" und „mögliche" Vorratsmengen) erfolgen. Außerdem sollte für jedes Flöz die Vorratsmenge getrennt angegeben werden. Leider sind die von der Kongreßleitung gegebenen Richtlinien — auch solche, die zweifellos ohne weiteres hätten befolgt werden können — bei der Bearbeitung in manchen Ländern nicht innegehalten worden. So haben, um nur ein Beispiel zu nennen, die Ver. Staaten von Nordamerika, also des Landes, das die größten Kohlenvorräte der Welt (nämlich 68,58 %) in sich bergen soll, eine Einteilung in sichere, wahrscheinliche und mögliche Vorräte vollkommen unterlassen!

Schließlich sollte nach den Kongreßvorschlägen noch eine Zusammenstellung der Vorratsmengen nach Kohlenarten vorgenommen werden. Dafür hatte die Kongreßleitung eine neue (übrigens ausschließlich auf chemischer Grundlage beruhende) Musteranordnung vorgeschlagen, die auf dem Kongreß erörtert und als für die ganze Welt geltende Stein- und Braunkohlenklassifizierung[2] erklärt werden sollte. Dem Wunsche der Kongreßleitung, die Vorräte nach diesem Vorschlage einzuteilen, konnte für

[1] Näheres über diese Vorschläge des Kongresses und die in Deutschland befolgte Methode vergl. in H. E. Böker, „Die Stein- und Braunkohlenvorräte des Deutschen Reiches", Glückauf 1913. No. 27 und 28.

[2] abgedruckt in „The coal resources of the world". I. p. X—XIII.

Deutschland nicht entsprochen werden, da diese Art der Anordnung für die deutschen Verhältnisse weder für wissenschaftliche noch für praktische Zwecke irgendwie geeignet war. Es waren schon von vornherein bei uns starke Zweifel entstanden, ob dieses Klassifikationsschema als internationales Unterscheidungsmittel angenommen werden würde; wie der Erfolg gezeigt hat, sind diese Zweifel nur zu berechtigt gewesen. Die Kanadier haben wohl selbst eingesehen, daß ihr Vorschlag wegen seiner nur sehr beschränkten Durchführbarkeit verfehlt gewesen ist; zu der geplanten Erörterung der Klassifikationsvorschläge im einzelnen ist es bei den Kongreßverhandlungen überhaupt nicht gekommen.

Über die Kohlenvorräte des Deutschen Reiches wird außer dem Beitrag in „The coal resources of the world" **III**. p. 821—961 ein umfangreicheres Werk im „Archiv für Lagerstättenforschung usw." der preußischen geologischen Landesanstalt erscheinen, dessen erster Teil z. Zt. im Druck ist. Eine ausführliche kritische Würdigung des großen, sehr viel wertvolles, wenn auch leider recht ungleichmäßig zusammengestelltes Material enthaltenden Kohlenvorratswerkes wird in Kürze in der Zeitschrift „Glückauf" erfolgen. Auf Wunsch von Herrn Geheimrat Frech teile ich nachfolgend meinen kurzen Beitrag zu der Diskussion mit, die der Vertreter der preußischen geologischen Landesanstalt auf dem Kongreß, Herr Professor Krusch, zu verlesen die Liebenswürdigkeit gehabt hat; außerdem hat sich in der sehr kurzen mündlichen Verhandlung über die Ergebnisse der mehrjährigen Untersuchungen insonderheit der Frage der Kohlenklassifizierung nur noch J. M. Gordon (Montreal) geäußert, der ebenfalls scharf gegen die von der kanadischen Kongreßleitung vorgeschlagene Einteilung aller Kohlen nach chemischen Gesichtspunkten Stellung nahm.

„I. Zur Frage der Methode der Vorratsermittlung.

Der von der Kongreßleitung vorgeschlagenen Ermittlungsmethode, der Einteilung in die Gruppen I und II und deren Unterteilung in die Vorratsklassen der actual, probable und possible reserves kann als durchaus zweckmäßig nur zugestimmt werden.

Die in dem Kongreßvorschlag gewünschte Angabe des Vorrates eines jeden einzelnen Flözes ist jedoch nicht durchführbar:

a) Bei den durchhaltenden (paralischen) Flözen z. B. Westfalens oder Oberschlesiens, wenn sie, wie das oft, wenn nicht meist, der Fall ist, in großer Anzahl vorhanden sind; in solchen Fällen verbietet sich eine derartige Angabe schon aus Gründen der reinen Übersichtlichkeit.

b) Bei den nicht durch das ganze Becken durchhaltenden Flözen (besonders bei Becken limnischen Charakters) — wenn sie ebenfalls in größerer Anzahl vorhanden sind, einem raschen Wechsel

in der Mächtigkeit unterworfen und vielfach selbst in kürzerer Entfernung nicht identifizierbar sind (z. B. Saarbezirk, Niederschlesischer Bezirk). In solchen Fällen kann nur der Vorrat ganzer Flözgruppen (Formationsstufen) angegeben werden, wobei in den Fällen zu b der durchschnittliche Kohleninhalt der betreffenden Stufe zugrunde gelegt werden muß.

Die starke Betonung des rein zahlenmäßigen Wertes der Flözmächtigkeit in dem Kongreßvorschlag (1 und 2 Fuß) hat ihre Berechtigung für die Ziele der Kongreßleitung, die eine möglichst weitgehende Einheitlichkeit in den Vorratsermittlungen der einzelnen Länder anstreben muß; für eine eingehendere Bearbeitung hat sie jedoch insofern einige Bedenken, als die Mächtigkeit für die Bauwürdigkeit zwar sehr wichtig, aber nicht in jedem Falle ausschlaggebend ist. Bei der deutschen Vorratsermittlung ist daher im allgemeinen nur eine Vorratsgruppe unterschieden, dafür aber auch nur der Vorrat der unter den heutigen Verhältnissen tatsächlich bauwürdigen Flöze eingesetzt worden. Die Ermittlung der bauwürdigen Vorratsmengen muß aber das praktische Endziel aller solcher Untersuchungen sein. Die Bauwürdigkeit ist von vielen Faktoren abhängig, von denen die Flözmächtigkeit nur ein einzelner ist, der zudem noch — bei einem bestimmten Stande der Bergbautechnik — in jedem Kohlenbezirk verschieden groß ist oder sein kann, sich also nicht in allen Fällen einfach den festen Grenzen von mindestens 1 oder mindestens 2 Fuß des Kongreßvorschlages anpassen läßt.

Für ähnliche Arbeiten dürfte es sich m. E. bei späteren Vorratsermittlungen empfehlen, von vornherein vorzuschreiben, daß nicht nur Zahlenangaben über die Größe der Flächen der betreffenden Mineralvorkommen zu machen, sondern außerdem Karten und Profilskizzen beizugeben sind, aus denen neben der jeweilig bekannten Verbreitung der Mineralvorkommen vor allem die bei der Berechnung berücksichtigten und die nicht berücksichtigten Teile der Gesamtverbreitung zu erkennen sind. Sofern verschiedene Vorratsklassen unterschieden werden, sollte die vorgeschlagene kartographische Festlegung der Berechnungsfläche sich (nach Möglichkeit) auch auf die einzelnen Vorratsklassen erstrecken. Wie die Erfahrung immer wieder bestätigt, werden die an sich dringend wünschenswerten Vergleiche mit älteren Vorratsberechnungen und Schätzungen unmöglich oder zum mindesten doch außerordentlich erschwert und zeitraubend, wenn früher eine solche kartographische Festlegung unterblieben ist.

Ferner dürfte sich m. E. bei späteren derartigen großen Vorratsermittlungen die Beigabe wenigstens des wichtigsten Zahlenmateriales zur *wirtschaftlichen* Beurteilung[1] der betreffenden

---

[1] Der Abdruck einer solchen, in komprimiertester Form alle wünschenswerten wirtschaftlichen Angaben über die Entwicklung der letzten Jahr-

Lagerstättenbezirke dringend empfehlen. Hier seien nur einige Punkte aufgeführt, über die m. E. kurze Ausführungen und Zahlentafeln in solchen Untersuchungen dringend wünschenswert erscheinen: Statistik der Förderung der Einzelbezirke nach Menge und Wert (am Erzeugungs- und tunlichst auch am Verbrauchsorte), Statistik der Förderung des ganzen Landes einschließlich der Ein- und Ausfuhr (alles nach Menge und Wert) sowie Statistik des Verbrauchs des Landes (sowohl nach absoluter Größe wie auf den Kopf der Bevölkerung, tunlichst auch Trennung des Verbrauches nach den wichtigsten Verbrauchergruppen, wie z. B. Industrie, Schiffahrt, Haushaltung usw.) Ferner statistische Angaben über die Belegschaft und die Löhne in den einzelnen Bergbaubezirken usw. Zweckmäßig würde es sein, die Zahlenwerte nicht nur für die politischen Einheiten eines Landes, sondern, wenn irgend möglich, auch für die natürlichen Lagerstättenbezirke, die ja häufig sich über mehrere politische Einheiten erstrecken, zu geben. Diese Zahlenwerte müßten außerdem die Entwicklungstendenz wenigstens der letzten Jahrzehnte erkennen lassen. Erwünscht sind ferner kurze Angaben über die Bedeutung der betreffenden Lagerstättenbezirke; damit man ersehen kann, ob diese also nur für den Lokal- oder auch für den Landeskonsum in Frage kommen oder gar auf dem Weltmarkt eine wesentliche Rolle spielen. Falls in einzelnen Ländern Frachtfragen, Zollverhältnisse oder Besteuerungsmaßnahmen von wesentlichem Einflusse auf die Entwicklung der betreffenden Lagerstättenbezirke sind, wären auch hierüber kurze Ausführungen wünschenswert.

Die bei Erfüllung dieser Wünsche für die Bearbeiter der einzelnen Länder sich ergebende Mehrarbeit dürfte nicht sehr bedeutend sein, zumal wenn diese Punkte im einzelnen schon von vornherein in den Vorschlägen der betreffenden Kongreßleitung angegeben werden. Für die Leser, besonders aber für die ausländischen Leser, bedeutet die Beigabe solcher wirtschaftlichen Angaben einen sehr großen Vorteil, da letzteren erfahrungsgemäß das wirtschaftlich-statistische Material in den meisten Fällen nur sehr schwer zugänglich ist. Außerdem würde dabei bei der nach

---

zehnte in den deutschen Kohlenbezirken enthaltende Tabelle (auf die übrigens im Text verschiedentlich Bezug genommen wird) ist im Kongreßwerk, offenbar nur durch ein Versehen der Redaktion, unterblieben. Auf diesen Umstand weise ich nur aus dem Grunde hin, damit nicht der Vorwurf erhoben werden kann, daß von deutscher Seite zwar die Beigabe derartigen Materiales zur wirtschaftlichen Beurteilung nachträglich verlangt würde, aber von uns selbst nicht frühzeitig genug geliefert worden sei. Beiläufig sei bemerkt, daß die Redaktion des Kohlenvorratswerkes in Kanada bei verschiedenen anderen Staaten recht umfangreiche Kürzungen des Textes der eingesandten Beiträge vorgenommen haben muß; diese Kürzungen sollen — nach dem, was darüber verlautet ist — dem Werte des Gesamtwerkes nicht immer dienlich gewesen sein.

einheitlichen Gesichtspunkten erfolgenden Bearbeitung in den Kongreßwerken, die ja nur in den allen gebildeten geläufigen Kongreßsprachen gedruckt werden, auch das sonst oft störende Moment der Nichtkenntnis der betreffenden Landessprache fortfallen. Die durch diesen Mehraufwand an Arbeit und durch den größeren Umfang der Publikation entstehenden größeren Herstellungskosten dürften durch den alsdann sich ergebenden größeren Kreis der Abnehmer reichlich aufgewogen werden.

II. Zur Frage der Kohlenklassifizierung.

Voll und ganz muß m. E. auch der Absicht der Kongreßleitung zugestimmt werden, bei dem großen Unternehmen einer Weltkohleninventur die Gruppierung der Kohlenvorräte tunlichst nach einheitlich festgelegten Kohlenarten vornehmen zu wollen. Es fragt sich nur, ob das für diesen Zweck vorgeschlagene neue Klassifikationsschema für alle Fälle geeignet ist.

Der Kongreßvorschlag basiert ausschließlich auf rein chemischer Einteilung. Die Substanz, die wir als Kohle bezeichnen, ist jedoch ein sehr kompliziertes Gemenge der in sich auch noch wahrscheinlich kompliziertest aufgebauten Kohlenwasserstoffe. Wir wissen heute noch nicht, wie die C, H, N, O und S-Atome zu Molekülen in der Kohle zusammen gruppiert sind, es ist überhaupt noch nicht gelungen, die einzelnen Komponenten abzubauen und zu isolieren; wir dürfen uns auch nicht verhehlen, daß wir in bezug auf die Chemie der Kohle noch in den allerersten Anfängen stecken, die Kolloidnatur der Kohlen ist z. B. auch erst in jüngster Zeit erkannt worden. Wir wissen auch noch gar nicht in welchen Formen und nach welchen Gesetzen eine Umlagerung und Neugruppierung der einzelnen Atome bei der ständig noch fortschreitenden Umbildung der Kohlesubstanz im Erdinnern, bei der chemischen Analyse, bei der Verkokung, überhaupt bei allen Manipulationen, die wir bei der Untersuchung und Verwendung der Kohle mit dieser vornehmen, stattfinden. Die Elementaranalyse sagt uns ja nur, daß in Summe in der Gesamtheit der verschiedenartigst zusammengesetzten einzelnen Kohlenwasserstoffe so und soviel Prozent enthalten sind — aber nichts weiter. Nun können aber 2 Kohlen, die nach der Elementaranalyse gleiche oder sehr ähnliche Zusammensetzung aufweisen, sehr verschiedene technische Eigenschaften haben, umgekehrt können Kohlen gleiche Eigenschaften bei sehr verschiedener chemischer Zusammensetzung zeigen. Deuten diese Umstände schon darauf hin, daß ein ausschließlich nach chemischen Gesichtspunkten aufgestelltes Klassifikationsschema nicht das Ideal ist, so ergeben weitere Überlegungen, daß eine alle Interessen befriedigende Klassifizierung, auch die rein wissenschaftlich geologischen Interessen wie diejenigen der Praxis, berücksichtigen müßte; sie müßte auch in eine Form gebracht werden, die bei aller wissen-

schaftlichen Gründlichkeit doch auch für die Kohlenverbraucher leicht verständlich wäre. Ob das von der Kongreßleitung in Vorschlag gebrachte Klassifikationsschema für nichtdeutsche Kohlen zweckmäßig ist, entzieht sich meiner Beurteilung; für deutsche Kohlen vermag ich jedoch in ihm keinen Forschritt zu erkennen. Diese Anschauung wird übrigens, was ich nicht unerwähnt lassen möchte, auch von bedeutenden Kohlenchemikern geteilt.

Da mir nach allem das zu erstrebende Ziel heute noch unerreichbar fern erscheint, möchte ich es für zweckmäßiger halten — statt sofort eine nicht vollbefriedigende Neueinteilung einführen zu wollen —, vorläufig noch bei den bisherigen Bezeichnungen und Gruppierungen zu bleiben, die in den einzelnen Ländern zwar in sehr verschiedenem Maße, im Großen und Ganzen jedoch den Bedürfnissen der Praxis entsprechen. Wichtiger als eine neue Klassifikation scheint mir bei dem jetzigen Stande zu sein, daß Einzeluntersuchungen angestellt werden, daß also Bausteine gesammelt werden, von denen ein jeder sein Teil beitragen wird, uns der Erkenntnis näher zu bringen: — Bausteine die in ihrer Gesamtheit und in hoffentlich nicht zu ferner Zukunft — alsdann den Bau einer Brücke ermöglichen, auf der Wissenschaft und Praxis gemeinsam das Ziel erreichen können und damit die heute noch unüberwindbar erscheinende Kluft überwinden. Es dürfte sich m. E. empfehlen, zunächst die Fragen zusammenzustellen, von denen eine Lösung wenigstens von Teilproblemen zu erwarten ist und dadurch die Arbeiten in bestimmte Bahnen zu lenken, und diesbezügliche Untersuchungen in den einzelnen Ländern anzuregen. Zur Erläuterung nur wenige Einzelbeispiele: Es wäre m. E. näher zu untersuchen, ob zwischen der chemischen Zusammensetzung und den etwaigen botanischen Verschiedenheiten des Ausgangsmaterials der heutigen Kohle und zwischen den verschiedenartigen geologischen Bedingungen, unter denen die Kohlebildung eingesetzt hat (Humusbildungen, Sapropelbildungen usw.), weitgehendere genetische Zusammenhänge bestehen. Man würde vielleicht weiter kommen, wenn man neben der heute meist üblichen Durchschnittsprobe aus dem ganzen Flözprofil bei „Streifenkohlen", auch noch sorgfältige Analysen getrennt für die Glanz- und Mattkohlenstreifen vornehmen würde und gleichzeitig das zahlenmäßige Verhältnis der Beteiligung an dem Flözaufbau ermittelte und zu den technischen Eigenschaften der Flöze in Verbindung zu bringen suchte. Man müßte m. E. in den verschiedenen Kohlenrevieren einmal genauere Beobachtungen anstellen, ob außer den vorerwähnten Momenten nicht auch etwa die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Nebengesteinsschichten oder andere Faktoren von wesentlichem Einfluß auf die Herausbildung des Kohlencharakters gewesen sind. — Haben wir doch mehrfach in derselben eng begrenzten Formationsstufe Kohlenflöze, die durchaus verschiedenes technisches

Verhalten zeigen, und zwar selbst dort, wo Einwirkungen primärer oder secundärer Allochthomie aller Voraussicht nach nicht in Frage kommen. — Es wird auch erforderlich sein, die Mikroskopie [1] in größerem Umfange, als es bisher geschehen ist, auch bei den Untersuchungen der Kohlen für praktische Zwecke zu verwenden.

Bei der Beschäftigung mit der Kohlenvorratsermittlung und der dabei sich ergebenden Probleme sind die großen Schwierigkeiten einer alle Gesichtspunkte befriedigenden Kohlenklassifizierung ja offenbar geworden; ich möchte jedoch glauben, daß diese am schnellsten überwunden werden können, wenn die zunächst erforderlichen Untersuchungen in den einzelnen Ländern nach einheitlichem systematischem Plane in die Wege geleitet würden."

Über einen Schädel von Trematosaurus.

Vorläufige Notiz.

Von **Fr. Drevermann** in Frankfurt a. M.

Da die Drucklegung einer Arbeit über diesen Gegenstand sich verzögert, so sei eine kurze Angabe der Resultate hier gegeben. Es gelang durch vorsichtige Präparation einen Schädel aus dem Buntsandstein von Bernburg freizulegen, der zum großen Teil in einer dünnen Tonlage eingebettet war. Dabei war es möglich, festzustellen, daß sich Unterseite und Hinterhaupt in allen Einzelheiten ebenso verhalten, wie bei den übrigen deutschen Trias-Stegocephalen, daß also Burmeister's Abbildungen (Berlin 1849) unrichtig sind. Der ganze Schädel ist akinetisch gebaut; ein Vergleich mit älteren Stegocephalen aus dem Perm und Carbon ergibt aber, daß dieser Zustand sekundär ist, daß also die Schädelbewegungen ein durchaus primitiver Zustand sind. Das ist eine Bestätigung der Arbeiten von Versluys über Streptostylie. Mit der starren Verwachsung der Deckknochen geht eine Rückbildung in der Verknöcherung der primären Schädelelemente Hand in Hand, die bei den kinetischen Schädeln zum Schutze des Gehirns gut ausgebildet werden. Bei der Freilegung des Hinterhaupts wurde die Paukenhöhle und das Labyrinth gleichfalls frei herauspräpariert; ein knöchernes Epioticum resp. Prooticum fehlt bestimmt und die seitliche Begrenzung der Paukenhöhle wird von dem senkrechten Flügel des Pterygoids übernommen, der auch die Ansatzstelle des Musculus pterygoideus trägt. Bei der Deutung der Nervenkanäle, welche die Exoccipitalia durchbrechen, bot sich Gelegenheit, auf v. Huene's Beobachtung

---

[1] Daß damit Erfolge zu erzielen sind, zeigen die Arbeiten von H. Winter, dem Leiter des berggewerkschaftlichen Laboratoriums in Bochum, der dafür die Untersuchung im auffallenden Lichte eingeführt hat. Vergl. Glückauf 1913. No. 35 u. 36 und 1914. No. 12.

einzugehen, wonach das Fehlen eines Hypoglossusdurchbruchs den Schlußstein in der Beobachtungskette bilden sollte, welche die Stegocephalen zu den Amphibien stellt. Abgesehen davon, daß Broom die Verhältnisse bei *Eryops* anders auffaßt, bildet das Fehlen einer eigenen Öffnung keinen Beweis für das Fehlen des Nervs, da bei den Amphisbaeniden Glossopharyngeus, Vagus und Hypoglossus durch ein gemeinsames Loch aus der Schädelwand treten.

Zur phylogenetischen Entwicklung der „protringuiden Trionyciden" des Tertiärs und Trionyx Petersi R. Hoernes var. trifailensis nov. var. aus dem Miocän von Trifail in Steiermark.

Von **Wilfried Teppner** in Graz.

Mit 1 Stammbaum.

A. v. Reinach [1] hat die „Reihe des *Trionyx protriunguis* Forskal" begründet und für dieselbe eine allgemeine Diagnose gegeben:

„Form des Rückenpanzers oval bis kreisförmig, vorn weniger, hinten stärker abgestumpft, Nuchale nicht sehr ausgedehnt, im hinteren Teile an der Mittellinie meist etwas beulenförmig aufgetrieben. Beiderseits acht Pleuralen (Kostalen), von denen (wenn regelmäßig) die ersten VI und die Hälfte der VII. durch Neuralplatten voneinander getrennt sind, während die zweite Hälfte der VII. und die VIII. Pleuralen in der Mittellinie unvermittelt aneinanderstoßen. Neurale sieben, von denen das I. vorn kolbenförmig verbreitert und das II. bis IV. sechsseitig ist mit der Breitseite nach hinten. Das V. Neurale, oval oder mehr rechteckig, steht beiderseits nur mit einem, dem V. Pleurale in Verbindung. Das VI. Neurale ist wieder sechsseitig, jedoch mit der Breitseite nach vorn, das VII. klein, fünfseitig und öfters an der hinteren Seite abgerundet. Die breiten Rippen haben starke Rippenköpfe und treten mehr oder weniger sichtbar an der Innenseite aus den Pleuralen hervor, die II. Rippe ist nach vorn gedrängt und liegt mit ihrem vordersten distalen Teil unter dem Nuchale. Die III. bis IX. Rippen liegen sämtlich in der Mitte der jeweiligen II. bis VIII. Pleuralen.

Die Epiplastra sind bis zu den Fortsätzen gleich lang und in einer Sutur mit den Hyoplastra verwachsen. Letztere haben in ihrer proximalen Hälfte eine starke Verlängerung nach den Xiphiplastra und zeigen eine ähnliche, aber

[1] A. v. Reinach, Schildkrötenreste im Mainzer Tertiärbecken und in benachbarten, ungefähr gleichaltrigen Ablagerungen. Abhandl. der Senckenberg. naturf. Ges. 28. Frankfurt a. M. 1900.

schwächere Verlängerung an ihrem distalen Ende. Der Kopf ist in die Länge gezogen. Das innere Skelett zeigt, soweit es vorhanden ist, keinen stärkeren Unterschied von dem des lebenden *Tr. triunguis*.

Die Ornamentierung ist eher grobleistig und grobmaschig zu nennen, am Außenrand durchgehend konzentrisch, dagegen im proximalen Teil der Pleuralen jeweilig um ein Zentrum verlaufend. Jedes Neurale ist für sich ornamentiert.

Das Nuchale zeigt nach dem proximalen Teil seiner Mitte eine feinmaschigere Ornamentierung, die des Hyo- und Hypoplastron ist eine gemeinsam konzentrische. Das Xiphiplastron hat gleichfalls wieder eine dem Außenrand folgende konzentrische Ornamentierung.“

Auf p. 630 habe ich nun die Reihe des *Trionyx protriunguis* Forskal entworfen. Und — ich muß es gleich hier vorweg nehmen — ich kann jetzt, nachdem ich mich mit der gesamten Literatur der Trionyciden befaßt habe, nicht die Vermutung unterdrücken, daß wir es hier (wenigstens in der Reihe der „protringuiden Trionyciden“) nur mit Variationen einer und derselben Art — *Tr. protriunguis* — zu tun haben. Denn alle Unterschiede zwischen zwei der in der Tabelle angeführten Arten können als Variationen derselben Art, wenn nicht sogar vielfach als individuelle Abweichungen aufgefaßt werden, die durch die Zeitdifferenz zwischen dem Auftreten derselben gerechtfertigt erscheinen würden.

Der vielleicht älteste *Trionyx*-Rest, den wir aus der tertiären Reihe der protringuiden Trionyciden kennen, ist jener aus den Eocänablagerungen der Insel Wight, den Owen [1,2] als *Tr. incrassatus* beschrieben und abgebildet hat (p. 51—54, Taf. 17, 18, 19).

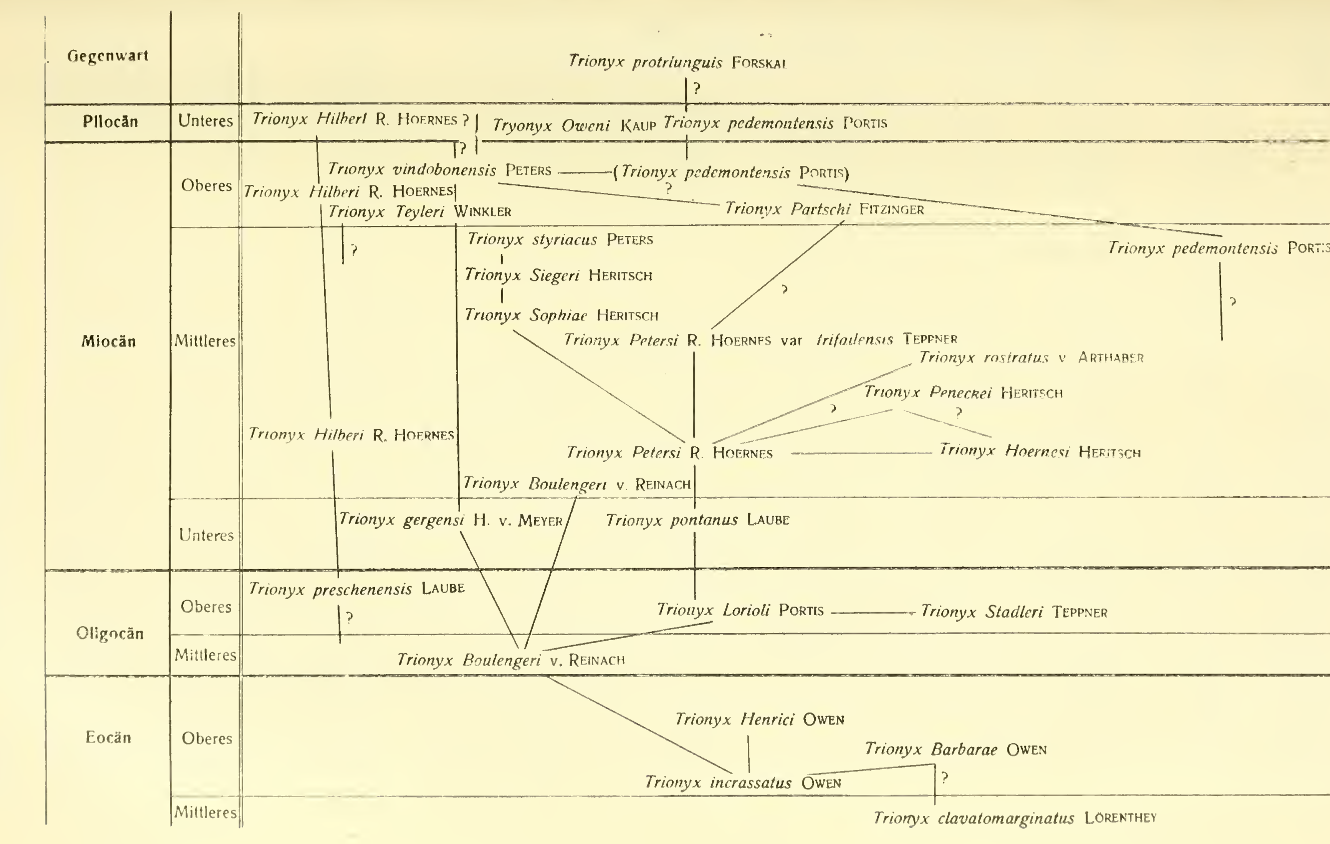
Mit dieser Art sind, wie schon Lydekker festgestellt hat, die beiden ebenfalls von Owen beschriebenen und abgebildeten Arten (l. c. p. 46—51, Taf. 16, 16 a) *Tr. Henrici* und *Tr. Barbarae*, die aus den Eocänsanden von Hordwell Cliff im Becken von Hampshire stammen, nahe verwandt, so daß auch sie in die protringuide Reihe gehören.

Der nächste Verwandte von *Tr. incrassatus* Owen ist *Tr. Boulengeri* v. Reinach aus dem mitteloligocänen Meeressand von Alzey im Mainzer Becken und dem Mittelmiocän von Göriach in Steier-

---

[1] Owen and Bell, Monograph of the fossil Reptilia of the London Clay and of the Bracklesham and other tertiary Beds. Palaeontographical Society, London. 1849—1858.

[2] G. A. Maack, Die bis jetzt bekannten fossilen Schildkröten und die im oberen Jura bei Kelheim (Bayern) und Hannover neu aufgefundenen ältesten Arten derselben. Palaeontographica. 18. Kassel 1868—1869. p. 193—336.



Gegenwart
Trionyx protriunguis Forskal
Pliocän
Unteres
Trionyx Hilberi R. Hoernes ?
Tryonyx Oweni Kaup
Trionyx pedemontensis Portis
Miocän
Oberes
Trionyx vindobonensis Peters
(Trionyx pedemontensis Portis)
Trionyx Hilberi R. Hoernes
Trionyx Teyleri Winkler
Trionyx Partschi Fitzinger
Mittleres
Trionyx styriacus Peters
Trionyx Siegeri Heritsch
Trionyx Sophiae Heritsch
Trionyx pedemontensis Portis
Trionyx Petersi R. Hoernes var trifailensis Teppner
Trionyx rostratus v. Arthaber
Trionyx Peneckei Heritsch
Trionyx Hilberi R. Hoernes
Trionyx Petersi R. Hoernes
Trionyx Hoernesi Heritsch
Trionyx Boulengeri v. Reinach
Unteres
Trionyx gergensi H. v. Meyer
Trionyx pontanus Laube
Oligocän
Oberes
Trionyx preschenensis Laube
Trionyx Lorioli Portis
Trionyx Stadleri Teppner
Mittleres
Trionyx Boulengeri v. Reinach
Eocän
Oberes
Trionyx Henrici Owen
Trionyx Barbarae Owen
Trionyx incrassatus Owen
Mittleres
Trionyx clavatomarginatus Lörenthey

mark [1]. Als Hauptunterschiede zwischen diesen beiden Arten führt Lydekker bei *Tr. incrassatus* schmälere letzte Kostalen und weniger gut ausgebildete Ornamentierung am Rande des Nuchale und demjenigen der Kostalen an, wozu v. Reinach (l. c. p. 108) beifügt, daß die vorderen Neuralen bei *incrassatus* relativ schmäler, die hinteren verhältnismäßig breiter sind als bei *Boulengeri* und daß der Außenrand des ersten Kostale schmäler ist. Das Hyoplastron ist breiter, das Hypoplastron schmäler als bei *incrassatus.* Von diesen Unterschieden erklärt v. Reinach die stärker nach dem Rande fortschreitende Ornamentierung, auf Grund des Vergleiches mit dem rezenten *triunguis*, als ein Zeichen des Alters und sagt vollkommen richtig, diese verhältnismäßig geringen, oben weiter erwähnten Unterschiede zwischen *Tr. Boulengeri* und *Tr. incrassatus* können bei der großen Zeitdifferenz von Eocän und Oligocän natürliche Variationen der Spezies, wenn nicht sogar teilweise nur individuelle Abweichungen sein.

Andererseits hat wieder *Tr. Boulengeri* mit dem untermiocänen *Tr. gergensi* H. v. Meyer große Ähnlichkeit. Als Unterschiede zwischen beiden führt v. Reinach (l. c. p. 118) verschiedenen Bau des inneren Vorderrandes des Nuchale, anderes Verhältnis der Versenkung der Rippen in die Kostalen und flachere Form des Rückenpanzers an; auch liegt die Neuralreihe nicht wie bei *Tr. Boulengeri* in einer Vertiefung.

Dem *Tr. gergensi* steht wieder *Tr. vindobonensis* Peters [2] aus dem obermiocänen Hernalser Tegel (Wiener Becken) sehr nahe. Die Hauptunterschiede zwischen beiden Arten stellt v. Reinach (l. c. p. 109) wie folgt fest: „*Tr. vindobonensis* ist relativ gestreckter, sein fünftes Kostale ist breiter, sein sechstes schmäler. Letzteres Verhalten wurde übrigens auch bei jüngeren Stücken des lebenden *Tr. triunguis* beobachtet, während ältere Stücke sich mehr wie *Tr. Boulengeri typ.* verhalten.“ (!)

Tr. Oweni Kaup aus den Eppelsheimer Sanden (Mainzer Becken) gehört entweder dem Obermiocän oder Unterpliocän an und zeigt keinen auffallenden Unterschied von *Tr. Boulengeri* und *Tr. gergensi* (v. Reinach, l. c. p. 124).

Die zeitlich dem *Tr. Boulengeri* nächststehende Art ist *Tr. Lorioli* Portis [3], aus der oberoligocänen Molasse von La Rochette in der Schweiz. Diese beiden Arten zeigen vollkommen identische

[1] W. Teppner, Fossile Schildkrötenreste von Göriach in Steiermark. Mitteilg. des naturw. Ver. für Steiermark. 50. Jahrg. 1913. Graz 1914, p. 95—98.

[2] K. Peters, Schildkrötenreste aus den österreichischen Tertiärablagerungen. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. math.-naturw. Kl. 9. 1885. p. 3—10.

[3] A. Portis, Les Chéloniens de la molasse vaudoise. Abhandlg. d. schweiz. paläontol. Ges. 9. 1882. p. 1—78.

Ausbildung in der Ornamentierung, gleiche Form der Neuralen und eine ähnliche Lage der Kostalen, von denen bei *Tr. Lorioli* das V. Costale wie bei *Tr. vindobonensis* eine größere Breite besitzt. (Siehe dazu v. Reinach, l. c. p. 110, und Portis, l. c. Taf. XXII.)

Mit *Tr. Lorioli* Portis verwandt ist *Tr. Stadleri* Teppner[1]. Diese beiden Arten unterscheiden sich durch die Form der Neuralen, von denen das vierte und fünfte bei *Tr. Stadleri* durch eine asymmetrische Lage ausgezeichnet sind. Bei *Tr. Stadleri* grenzt das vierte Neurale nur mehr auf der rechten Seite an das fünfte Kostale; das fünfte, sechste und siebente Neurale werden von den entsprechenden Kostalplattenpaaren umschlossen. *Tr. Stadleri* stammt aus dem Oberoligocän von Trifail in Südsteiermark.

Tr. pontanus Laube[2] ist mit *Tr. Lorioli* nahe verwandt — auf die nahe Verwandtschaft zwischen *Tr. Lorioli* und *Tr. Boulengeri* habe ich bereits hingewiesen — da *Tr. pontanus* aus dem Untermiocän von Brüx und Dux große Ähnlichkeit mit *Tr. Boulengeri* zeigt; so haben wir wohl in *Tr. Lorioli* eine Zwischenform des mitteloligocänen *Tr. Boulengeri* und dem untermiocänen *Tr. pontanus*. Als Hauptunterschiede zwischen *Tr. Boulengeri* und *Tr. pontanus* führt v. Reinach (l. c. p. 108) an, daß *Tr. pontanus* (Brüxer Exemplar) ein kleineres Nuchale, dagegen an der Außenseite bedeutend breitere erste Kostalen hat, daß weiter das fünfte Kostale das breiteste ist. Diese Merkmale sind an dem ebenfalls von Laube abgebildeten Duxer Stücke in viel geringerem Maße wahrnehmbar, und Laube erklärt, daß der Unterschied zwischen diesen beiden Exemplaren in der Umrandung Geschlechtsunterschiede seien. *Tr. Lorioli* und *Tr. pontanus* unterscheiden sich durch das erste Kostale und fünfte Neurale.

Nun schließt sich an *Tr. pontanus* der mittelmiocäne *Tr. Petersi* R. Hoernes[3], an den sich jene große Zahl von Arten aus dem Gebiete von Eibiswald-Wies in Südsteiermark reiht. Als Unterschied zwischen *Tr. pontanus* und *Tr. Petersi* ist die geringere Breite des ersten, zweiten und sechsten Kostale, das kleinere Nuchale, die Art der Ornamentierung und die Form des ersten Neurale anzuführen. Von *Tr. Boulengeri* unterscheidet sich *Tr. Petersi* allerdings nur in der weniger starken Ausbildung der siebenten Kostalen zu Gunsten der achten, die etwas gröbere Ornamentierung und eine

---

[1] W. Teppner, Südsteirische *Trionyx*-Reste im Kärntner Landesmuseum in Klagenfurt. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. Wien 1913. p. 322—332.

[2] G. C. Laube, Schildkrötenreste aus der böhmischen Braunkohlenformation. Abhandlg. d. deutsch. naturw.-medizin. Ver. f. Böhmen. „Lotos" 1. Heft 1. Prag 1896.

[3] R. Hoernes, Zur Kenntnis der mittelmiocänen *Trionyx*-Formen Steiermarks. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. Wien 1881. **31.** p. 479—482.

etwas unsymmetrische Lage der Rippen. Ein sehr naher Verwandter des *Tr. Petersi* ist der *Tr. rostratus* ARTHABER [1].

Was nun jene große Zahl (8) von mittelmiocänen *Trionyx*-Arten des Gebietes von Eibiswald-Wies anbelangt, so hat schon HERITSCH [2] darauf hingewiesen, daß ein Teil derselben wohl nur als Variationen zu betrachten sein wird. Deshalb möchte ich hier von langwierigen Erörterungen absehen und auf dessen Arbeit verweisen. Nur darauf möchte ich zurückkommen, daß *Tr. styriacus* die Obliterierung einer Neuralplatte zeigt; übrigens läßt auch *Tr. Siegeri* HERITSCH (l. c. p. 338) ein Stadium der Obliterierung erkennen, so daß diese beiden letzteren Arten durch Übergänge verbunden erscheinen. Ich glaube demnach nicht, daß in der Obliteration des siebenten Neurale ein spezifisches Merkmal zu suchen ist, da *Tr. Siegeri* wieder sehr nahe dem *Tr. Sophiae* steht, der den Anfang der Obliteration des siebenten Neurale zeigt und seinerseits innig an *Tr. Petersi* schließt, der diese Erscheinung nicht mehr zeigt.

Kurz hingewiesen sei hier auch auf *Tr. Hilberi* R. HOERNES aus dem Mittelmiocän in Steiermark, dem obermiocänen Braunkohlenton von Regensburg und dem Unterpliocän Italiens, dessen Verwandtschaft mit *Tr. Petersi* und auf *Tr. Peneckei* HERITSCH. Letzterer ist, wie HERITSCH (l. c. p. 367) selbst sagt, ein Jugendexemplar und sowohl dem *Tr. Petersi* als auch dem *Tr. Hoernesi* nahe verwandt, ohne daß man ihn aber einer Art speziell zuteilen könnte. *Tr. Hilberi* wurde von R. HOERNES von Wies, von mir [3] von Göriach in Steiermark bekannt gemacht. Mit *Tr. Hilberi* verwandt scheint mir *Tr. preschenensis* LAUBE [4], die beide die größte Breite im ersten Drittel des Panzers gemeinsam haben. Verschieden sind sie allerdings durch das Nuchale, das bei *Tr. preschenensis* nach Art eines breiten, stumpfen Kragens vorsteht. Über *Tr. aspidiformis* LAUBE kann ich mich dessen schlechten Erhaltungszustandes halber weiter nicht äußern.

Dem *Tr. Petersi* R. HOERNES sehr nahe verwandt ist *Tr. Petersi* var. nov. *trifailensis* aus dem Miocän von Trifail in Südsteiermark. Dieser *Trionyx*-Rest wurde mir von H. Dr. W. SCHMIDT

---

[1] G. v. ARTHABER, Über *Tr. rostratus* nov. spec. von Au am Leithagebirge. Beitr. zur Paläontol. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Orients. **11**. 1898. p. 179—198.

[2] F. HERITSCH, Jungtertiäre *Trionyx*-Reste aus Mittelsteiermark. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. Wien 1909. **59**. p. 333—382 und W. TEPPNER, *Tr. pliocenicus* LAWLEY = *Tr. Hilberi* R. HOERNES. Dies. Centralbl. Jahrg. 1914. p. 29—31.

[3] W. TEPPNER. Fossile Schildkrötenreste von Göriach in Steiermark. Mitteil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1913. Graz 1914. p. 95—98.

[4] G. C. LAUBE, Neue Schildkröten und Fische aus der böhmischen Braunkohlenformation. Abhandlg. d. deutsch. naturw.-medizin. Vereines f. Böhmen „Lotos“. 2. Prag 1900.

aus dem geologischen Institute der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben in der liebenswürdigsten Weise zur Bestimmung überlassen und ich möchte ihm hiermit nochmals meinen verbindlichsten Dank zum Ausdrucke bringen. Als Hauptmerkmale des var. *trifailensis* möchte ich seine fast runde Gestalt (Länge 300 mm, Breite 296 mm) anführen und die asymmetrische Entwicklung des ersten, besonders aber des zweiten Neurale und die unsymmetrische Lage der in einer Vertiefung des Panzers liegenden Neuralen, indem die ersten drei stark nach rechts verschoben sind, während das 4.—7. Neurale symmetrisch im Rückenpanzer gelagert sind. Die übrigen Abweichungen gegenüber dem *Tr. Petersi* sind geringfügigerer Natur und ich kann mich damit begnügen festzustellen, daß sich var. *trifailensis* von allen übrigen *Trionyx*-Arten in Form des Panzers, der Kostalen und Neuralen und der Nuchale hinreichend unterscheidet, um als Varietät des *Tr. Petersi* (Heritsch, l. c. p. 361—366) gelten zu können.

Tr. Partschi Fitzinger zeigt Anklänge an *Tr. Boulengeri*; ob er aber mehr an *Tr. Petersi* oder *Tr. vindobonensis* anschließt, läßt sich bei seinem dürftigen Erhaltungszustande nicht feststellen. Dem *Tr. vindobonensis* sehr nahe verwandt ist entschieden der *Tr. pedemontensis* Portis [1] aus dem Mittelmiocän und Unterpliocän von Ceva und St. Stefano di Rovero. In der Tabelle habe ich *Tr. pedemontensis* auch im Obermiocän eingetragen, allerdings in Klammern, da er aus solchen Schichten noch nicht bekannt ist, wenngleich wohl aus unterpliocänen; ich tat dies, um die Verwandtschaft zwischen *Tr. pedemontensis* und *Tr. vindobonensis* in der Tabelle zum Ausdrucke zu bringen. Wie aber *Tr. pedemontensis* nach unten anschließt, ist nicht ganz sicher. v. Reinach (l. c. p. 111) sagt beim Vergleiche mit *Tr. Boulengeri*, daß *Tr. pedemontensis* sehr große Ähnlichkeit besitzt, daß „die etwas größere Ausdehnung des ersten und dagegen geringere Größe des 2. Neurale keine spezifischen Merkmale sind.“ Ich halte *Tr. Boulengeri* v. Reinach für unberechtigt aufgestellt und glaube, daß wir in demselben *Tr. pedemontensis* zu suchen haben und die Reihe wie folgt gehen soll:

Mittl. Oligocän: *Tr. pedemontensis* (Alzey)
|
Ob. Oligocän: ?
|
Mittl. Miocän: *Tr. pedemontensis* (Göriach, Ceva)
|
Ob. Miocän: ?
|
Unt. Pliocän: *Tr. pedemontensis* (St. Stefano di Rovero).

[1] Portis, Di alcuni fossili terziarii del Piemonte et della Liguria appartenenti all' ordine dei Chelonii. Mem. d. R. Acc. d. sc. d. Torino. Ser. 2. 32. 1879.

Dadurch würden sich die vordem als *Boulengeri* verwandt angeführten Arten an *Tr. pedemontensis* anschließen, dieser aber an *Tr. triunguis*, mit welchen ihn bereits A. SISMONDA [1] verglichen hat. Dadurch gewinnt aber auch meine vorhin ausgesprochene Ansicht, daß wir es in der Reihe der „protringuiden Trionyciden" mit Variationen einer Art — *Trionyx protriunguis* — zu tun haben, mehr an Wahrscheinlichkeit.

Wenn ich aber nun *Tr. Boulengeri* nicht eingezogen habe, so geschah dies deshalb, weil man bei einer Revision der fossilen Trionyciden ganz anders vorgehen müßte und weil, wie ich vernommen habe, eine Untersuchung über die durch Alter und Geschlecht bedingten Variationen im Bau des Panzers der Trionyciden an der Hand eines rezenten Materials im Gange ist.

Was nun die Berechtigung zur Begründung neuer Arten bei den fossilen Trionyciden anbelangt, so hat man dieselbe gewiß dermalen noch in der bedeutenderen Verschiedenheit der Form des Panzers und der Neuralen, Kostalen und deren gegenseitiger Stellung zu suchen. Und solange nicht an der Hand der rezenten Arten die durch Alter und Geschlecht bedingten Variationen im Bau des Panzers (denn in der Regel ist von den fossilen Trionyciden nur dieser vorhanden) der Trionyciden und die Möglichkeit der individuellen Variation festgestellt sind, muß man die nach dem oben Geforderten neu begründeten Arten als solche anerkennen. Wenngleich es im besonderen speziell für das Gebiet von Eibiswald—Wies besonders auffällig ist, daß es hier so viele Arten gegeben haben soll, aber — eine Revision läßt sich dermalen noch nicht vornehmen.

Über die sehr dürftigen Reste des *Tr. Teyleri* WINKLER [2] kann ich nichts anderes wie v. REINACH feststellen: die Plastralteile sind identisch mit jenen bei jungen Exemplaren von *Tr. triunguis*, welcher Spezies auch die langgestreckte Form des Kopfes entspricht. Wie sich *Tr. Teyleri* sonst zur Protringuiden-Reihe verhält, läßt sich nicht feststellen.

Damit scheint mir nun das Material der fossilen *Trionyx*-Reste, soweit es für unsere Reihe in Betracht käme, erschöpft. In bezug auf jene Reste, die in der Literatur bis zum Jahre 1900 bekannt geworden sind, und deren Stellung zur Reihe der protringuiden Trionyciden verweise ich auf die Ausführungen v. REINACH's, während ich nun zum Schlusse die Literatur ab 1900 behandeln will. Da ist zuerst eine Arbeit v. REINACH's [3] zu erwähnen, in der er zwei Arten, *Tr. senckenbergianus* und *Tr.*

[1] Bulletin de la soc. géol. de France. 1835/36. p. 207.

[2] J. C. WINKLER, Des Tortues fossiles conservées dans le musée TEYLER et dans quelques autres musées. Harlem 1869.

[3] A. v. REINACH, Schildkrötenreste aus dem ägyptischen Tertiär. Abhandl. d. Senckenb. naturf. Ges. 29. H. 1. p. 53—56.

pliocaenicus, als neu beschreibt. Diese zwei Reste genügen in keinerlei Weise, um die Aufstellung einer neuen Art auch nur im geringsten zu rechtfertigen; denn diese dürftigen Reste lassen keinen einwandfreien Vergleich mit den anderen Arten zu. Ich gehe daher auch ohne weiteres darüber hinweg. Was ich für *Tr. pliocaenicus* bei v. Reinach gesagt habe, gilt teilweise auch für die Reste, die Dacqué anführt; doch sagt hier Dacqué [1] selbst, „einen Speziesnamen zu geben, verbietet sich von selbst". Ebenso führt Dacqué *Tr. senckenbergianus* an (l. c. p. 51, 52) und sagt folgerichtig, „meine Stücke haben in der Ornamentierung den Charakter der v. Reinach'schen, die auf eine Verwandtschaft der Art mit *triunguis* deuten und die v. Reinach zur Aufstellung einer neuen Art benützte, obwohl man ihre Identität mit anderen fossilen Formen nicht gut nachweisen kann".

Sodann hat Jaekel [2] aus den *Pithecanthropus*-Schichten von Java unter dem Namen *Tr. trinilensis* und *Chitra Selenkae* zwei neue Arten bekannt gemacht. Abgesehen davon, daß *Tr. trinilensis* nur derart dürftig erhalten ist, daß er mit anderen Trionyciden überhaupt nicht oder kaum verglichen werden kann, kommt *Chitra Selenkae* für die *Protriunguis*-Reihe nicht in Betracht; denn diese Art hat, wie ich aus der Abbildung bei Jaekel glaube feststellen zu können, acht Neuralen, deren letzte auch die beiden achten Kostalen teilweise trennt. Ob aber auf Grund des neuesten Systems Siebenrock's [3] die Charakteristik seines Genus *Chitra* für die fossilen Trionyciden Geltung haben kann, bleibt dahingestellt. Als Ergänzung und Berichtigung zu meiner Arbeit „Südsteirische *Trionyx*-Reste etc." sei festgestellt, daß es l. c. p. 330 statt *Tr. trinilensis* Jaekel, *Chitra Selenkae* Jaekel heißen soll.

Eine andere neue Art ist dann von Lörenthey [4] als *Tr. clavatomarginatus* beschrieben worden, die aus dem Mitteleocän Ungarns stammt. Ich halte ihre Zugehörigkeit zur Protringuiden-Reihe für wahrscheinlich, wenn auch nicht für sicher. Was nun die von Lörenthey auf Taf. V und VI abgebildeten Reste anbelangt, so sind dieselben mit *Tr. Barbarae* Owen sehr nahe verwandt. Taf. V, 1 zeigt das fünfte Neurale auf der linken Seite noch an das sechste Kostale grenzend, auf der rechten Seite aber

[1] E. Dacqué, Die fossilen Schildkröten Ägyptens. Koken's geolog. u. paläontol. Abhandl. Neue Folge. **10**. H. 4. Jena 1912. p. 58.

[2] O. Jaekel, Die fossilen Schildkrötenreste von Trinil. Die *Pithecanthropus*-Schichten auf Java. Geol. u. paläontol. Ergebnisse der Trinil-Expedition. Leipzig 1911.

[3] Siebenrock, Synopsis der rezenten Schildkröten mit Berücksichtigung der in historischer Zeit ausgestorbenen Arten. Zool. Jahrb. Suppl. X.

[4] E. Lörenthey, Zwei neue Schildkröten aus dem Eocän von Kolozsvár. Supplement zum Földtani-Közlöny. **33**. 5.—6. Heft. Budapest 1903. p. 249—266.

nicht; auf der rechten Seite aber das fünfte Kostale an das sechste Neurale grenzend, auf der linken Seite nicht. Das auf Taf. VI, 1 dargestellte Exemplar läßt erkennen, daß das fünfte Neurale beiderseits an das sechste Kostale grenzt; hiefür aber das sechste Neurale auf der rechten Seite noch an das siebente Kostale. Es besteht zwar auch sonst zwischen beiden Exemplaren in bezug auf das siebente und achte Kostale ein kleiner Unterschied, was Lörenthey als individuelle Variation aufzufassen geneigt scheint. Auch ich glaube nicht, daß man hier zwei Arten unterscheiden sollte. Die Fig. 3 (p. 255) ist zu undeutlich, um derselben etwas einigermaßen Sicheres entnehmen zu können.

Schließlich erübrigt es mir noch, einer anderen Arbeit, der von O. P. Hay [1], über nordamerikanische Schildkröten zu gedenken. Hay hat in seiner gewiß hervorragenden Arbeit die Gattung „*Trionyx*“ in eine Anzahl selbständiger Genera aufgelöst. Zu untersuchen, ob die so von Hay geschaffenen Genera auch stets berechtigt, d. h., ob dieselben stets so genau und eng umschrieben sind, daß eine Verwechslung der einzelnen unmöglich ist, und die von Hay gegebenen Charakteristiken für die fossilen Reste auch stets Geltung haben können, ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, sondern lediglich das Verhältnis der nordamerikanischen Trionyciden (im alten weiten Sinne) zu der von v. Reinach geschaffenen *Protriunguis*-Reihe. Dacqué allerdings, l. c. p. 61, sagt: „Hay hat in seiner zitierten Monographie der nordamerikanischen fossilen Schildkröten jene Gattung (*Trionyx*) in eine Anzahl selbständiger Genera — basiert auf recht minimale Unterschiede — zerlegt.“

Um einen kurzen Überblick auf die von Hay geschaffenen Genera zu werfen, so haben jene Arten, die unter dem Genus *Plastomenidae* Hay zusammengefaßt werden, sechs Neural- und acht Kostalplatten. Ein anderes Genus, *Aspideretes* Hay, ist von besonderem Interesse, da die hierher gehörigen Arten vor dem ersten Neurale noch ein Präneurale — wie es Hay treffend bezeichnet — besitzen, das entweder die größte oder eine der kleinsten Neuralplatten ist und mitunter eine recht abenteuerliche Gestalt hat. Außer dem Präneurale besitzen die Arten dieses Genus noch sechs Neuralplatten, mit Ausnahme von *Asp. splendidus* Hay und *Asp. puercensis* Hay, die außer dem Präneurale noch sieben Neuralplatten haben. Kostalplatten sind acht vorhanden, deren achtes Paar bei *Asp. foveatus* Leidy besonders merkwürdig gestaltet ist. Die verschiedene Zahl der Neuralplatten bei den Arten dieses Genus ist vielleicht die Folge einer Obliterierung des siebenten Neurale.

Ein weiteres Genus ist *Amyda* Oken; die hieher gehörigen Arten haben sieben Neural- und acht Kostalplatten, gerade so wie

[1] O. P. Hay, The fossil Turtles of North America. Carnegie Institution of Washington, 1908.

die Arten der *Protriunguis*-Reihe. Ich konnte mich aber dennoch nicht entschließen, diese Arten der *Protriunguis*-Reihe zuzuzählen, da sie sich — meiner Ansicht nach — doch bedeutend durch das Nuchale und die Neuralplatten unterscheiden. Der *Protriunguis*-Reihe am nächsten kommt *Amyda salebrosa* Hay. Als letztes Genus behandelt Hay *Platypeltis* Fitzinger, dessen Arten wie *Trionyx septemcostatus* R. Hoernes nur sieben Kostalplatten und sechs Neuralia haben; nur *Platypeltis postera* Hay und *Pl. leucopotamica* Cope haben wie *Trionyx septemcostatus* sieben Neuralplatten.

Die Genera *Conchochelys* Hay, *Axestemys* Hay, *Temnotrionyx* Hay und *Helopanoplia* Hay sind wohl zu dürftig erhalten, als daß deren Arten mit anderen Resten einen sicheren Vergleich zuließen.

Zum Schlusse möchte ich noch Dacqué beistimmen, daß das europäische Material erst auf Grund der Hay'schen Einteilung untersucht werden muß und hinzufügen, daß Hay in seiner Arbeit vielleicht zu viel Gewicht auf das Plastron gelegt hat.

Siebenrock[1] hat eine Systematik für die rezenten *Trionyx*-Arten gegeben, indem er sich auf die Beschaffenheit des Plastrons stützt. Die Arbeit von Siebenrock ist gewiß sehr sorgfältig und genau durchgeführt, aber an den Plastron-Resten der fossilen Trionyciden wird man die charakteristischen Merkmale nur in den allerseltensten Fällen beobachten können, zumal von denselben in der Regel nur der Rückenpanzer vorliegt.

Graz, im März 1914.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 16. Juni 1914 unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton.

Dr. J. Drugman: Childrenit von der Crinnis-Grube in Cornwall und Eophosphorit von Poland, Maine. Analysen des Childrenit von der Crinnis-Grube zeigten, daß er weniger Mangan enthält als die Stücke von der George and Charlotte-Grube. Der Eophosphorit von Poland ist manganreicher als der früher allein bekannte von Branchville. Er ist gut kristallisiert im Gegensatz zu dem Childrenit von Crinnis mine.

[1] F. Siebenrock, Zur Systematik der Schildkrötenfamilie Trionychidae Bell, nebst der Beschreibung einer neuen *Cyclanorbis*-Art. Sitzber. der mathem.-naturw. Kl. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1902. **111.** Abt. I. p. 807—846.

R. H. Solly: Über Sartorit. Aus einer geometrischen Untersuchung von 200 Kristallen wird geschlossen, daß Dr. Trechmann's Kristalle No. 1 und 2 zu einer neuen, dem Sartorit und Smithit sehr nahestehenden Spezies gehören. Viele neue Formen des Sartorit werden festgestellt.

Dr. G. T. Prior: Neubestimmung des Nickelgehalts in den Meteoriten von Baroti und von Wittekranz. Es wurde gefunden, daß durch Fällen mit Ammoniak Eisen von Nickel nicht getrennt werden kann, auch wenn die Operation mehrere Male wiederholt wird. Die Neubestimmung des Eisens und Nickels ergab, daß in beiden Meteoriten das Verhältnis beider Metalle näher bei 6 : 1, als bei 10 : 1 liegt, wie es bisher angenommen wurde.

Dr. L. Fermor: Eiskristalle in der Schweiz. Bei Zweisimmen und Lenk sah man letzten Winter in schattigen Lagen den Schnee öfters in Form dichtgedrängter hohler Prismen ausgebildet, die parallel der Fläche eines hexagonalen Prismas spiralförmig aufgewickelt sind.

Derselbe: Hämatit von der Kallidongri-Mangangrube in Indien. Die Kristalle, die den Habitus des Korunds zeigten und auf denen drei Systeme von Streifen entsprechend Zwillingslamellen nach (100) zu sehen waren, ist begrenzt von den Formen: (111) und $(61\bar{4})$, gut entwickelt, zusammen mit (100), $(22\bar{1})$, dem neuen Rhomboeder (28 . 28 . 13), $(51\bar{3})$, $(71\bar{5})$ und $(10\bar{1})$, die weniger ausgedehnt sind.

H. B. Cronshaw: Eine Varietät des Epidot vom Sudan. Ein von M. G. W. Grabham in einem Pegmatitgang aufgefundenes Mineral gleicht äußerlich sehr dem Allanit, enthält aber keine seltenen Erden und stimmt in der Zusammensetzung mit Epidot überein, ebenso auch im Pleochroismus und dem negativen Charakter der Doppelbrechung, es hat aber einen kleinen optischen Achsenwinkel von ca. 54^0. Im Dünnschliff zeigt es eine gut ausgeprägte Zonarstruktur.

Besprechungen.

Tables annuelles de constantes et données numériques de chimie, de physique et de technologie publiées sous le patronage de l'Association internationale des Académies par le Comité internationale nommé par le VII. Congrès de Chimie applique. Londres 2. Juin 1909. 2. 1913. 758 p. (Vgl. für den ersten Bd.: dies. Centralbl. 1912. p. 607).

Von diesem nützlichen Unternehmen ist nunmehr, wieder unter der Redaktion des Dr. Ch. Marie in Paris, der zweite Band erschienen, der die Arbeiten aus dem Jahre 1911 enthält. Auch für dieses Jahr hat die Abteilung: Kristallographie und Mineralogie L. J. Spencer in London übernommen. Es werden zuerst neue Beobachtungen und Bestimmungen betreffend die Kristallform und die physikalischen Eigenschaften, sodann neue Kristallformen an Mineralien, beidemal in alphabetischer Anordnung, in übersichtlicher tabellarischer Form mitgeteilt, sodann dasselbe auch für künstliche Substanzen, unorganische sowohl wie organische, die gleichfalls in alphabetischer Reihe aufeinander folgen. Es schließen sich dann die Ergebnisse einer Reihe von Spezialuntersuchungen an, und zwar über: die morphologischen und optischen Konstanten von Anhydrit, Cölestin, Baryt und Anglesit; den Isomorphismus der Salze des Indium und Thallium; Kristallisation von Siliciiden, Karbiden, Boriden und Fluoriden; von künstlichen Apatiten; Chloro- und Bromoplatinate, Chloro- und Bromostannate von Ammoniumbasen; Temperaturkoeffizienten der Brechungsindizes von Flußspat, Steinsalz und Sylvin für infrarote Strahlen; Brechungskoeffizienten des Quarzes für infrarotes Licht (bei 18^0); Brechungskoeffizienten der Verbindungen: $CaO—Al_2O_3—SiO_2$; Zirkularpolarisation flüssiger Kristalle und Brechungskoeffizienten gemischter flüssiger Kristalle. Die Absorptionsachsen des Axinit; Schmelzpunkte von Mineralien; Umwandlungstemperaturen von Mineralien und unorganischen künstlichen Substanzen; Zersetzungstemperaturen von Karbonaten schwerer Metalle; spezifische Wärme von Mineralien; Kristallisationskraft von Mineralien; Dielektrizitätskonstante und elektrische Leitfähigkeit von Gesteinen und Mineralien; elektrischer Widerstand des Diamants und anderer Mineralien; Pyro- und Piëzoelektrizität von Mineralien und Härte von Mineralien. Von mineralogischem Interesse sind übrigens auch noch andere Tabellen, so die über die Dichtigkeit künstlicher Mineralien, die Dichte der Rohrbach'schen Lösung, die Viskosität des geschmolzenen Diopsids, die spezifische Wärme des Quarzes und manche sonstige, die aus dem eingehenden Inhaltsverzeichnis p. XXI ff. leicht ersehen werden können. **Max Bauer.**

Personalia.

Ernannt: Professor Dr. **F. v. Wolff** von der Technischen Hochschule in Danzig-Langfuhr zum ordentlichen Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Halle a. S.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. November 1914 No. 21

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Geologisch-mineralogische Beobachtungen in Indien.

Von Richard Lang in Tübingen.

3. Rezente Bohnerzbildung auf Laterit. Entstehung fossiler Bohnerze.

Während meines wiederholten Aufenthaltes in Palembang, der Hauptstadt der Residentschaft gleichen Namens auf Sumatra, fiel es mir bei Gängen in die leicht gewellte Umgebung auf, daß an zahlreichen Stellen und oft über größere Strecken zerstreut rostbraune mehr oder weniger rundliche Eisenkonkretionen in zahllosen größeren und kleineren Körnern den Boden bedeckten. Es war Bohnerz genau von der Beschaffenheit, wie es, besonders als Ablagerung aus der Tertiärzeit, z. B. in Südwestdeutschland und der Schweiz sich findet und wie es von Weiger[1] aus der Schwäbischen Alb eingehend beschrieben worden ist.

Auch bei meiner Reise durch Malakka fand ich Bohnerz, und zwar in sehr weiter Verbreitung und in oft beträchtlichen Mengen im südlichen Teile der Halbinsel. Da und dort in diesen Gegenden tritt es geradezu gesteinsbildend auf und an manchen Orten wird es als Feinkies zur Wegbeschotterung ausgebeutet.

Zur Erläuterung der Art des Auftretens des Bohnerzes sei in erster Linie ein Profil von Palembang angeführt.

Dort durchschneidet wenig außerhalb der Stadt eine Straße durch den Vorort Talang einen flachen Hügel in einem einige Meter tiefen Einschnitt, der die ungewöhnlich günstige Gelegenheit bot, ein vollständiges Profil bis zum unzersetzten Anstehenden hinab zu beobachten. Es folgen dort von oben nach unten:

1. Brauner lockerer von zahlreichen Wurzelresten durchsetzter Boden mit zahlreichen Bohnerzkörnern	25 cm
2. Etwas hellerer brauner Lehm mit zahlreichen Bohnerzkörnern und Wurzelresten	30—35 „
3. Weißer und lilafarbener schmutziger Laterit mit vereinzelten Wurzelresten	60—80 „
4. Oben z. T. lilafarbener, darunter violettrot und rein weiß gefärbter Laterit mit erkennbarer Schichtung	120—130 „
5. Ziegelrot gefärbte Schicht	20—30 „
6. Graublauer bis grauschwarzer sandiger Ton bis ca.	250 „

[1] Beiträge zur Kenntnis der Spaltenausfüllungen im Weißen Jura auf der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1908. p. 187—248.

Das Profil zeigt in der obersten, einen halben Meter nur wenig überschreitenden Zone die Reste der Braunerdeverwitterung. Nur hier findet man, wie aus dem Profil hervorgeht, das Bohnerz. (Die Zweiteilung des Braunerdebodens in eine obere dunkle humusreichere und eine darunter liegende hellere humusärmere Schicht ist genau so, wie es für die europäischen Braunerden zutrifft, deutlich unterscheidbar.) Unter der bohnerzhaltigen Braunerde folgen buntfarbige Schichten in einer Mächtigkeit von ca. 2—2,5 m, die lateritische Verwitterung zeigen und völlig frei von Bohnerzbeimengungen sind. Unter diesen Schichten steht in dem Profil unzersetztes dunkelfarbiges Gebirge an, das dem mittleren Tertiär, den auf Sumatra weitverbreiteten Mittleren oder Unteren Palembangschichten, zugehört.

Die Profile, welche mir aus bohnerzführenden Gebieten von Malakka bekannt geworden sind, zeigen keinerlei wesentliche Verschiedenheiten von dem vorstehend verzeichneten Aufschluß. Nur die Mächtigkeiten der einzelnen Zonen wechseln von Ort zu Ort. Ein Profil, das ich nahe bei Station Niyor aufnehmen konnte, und das gleichfalls bis auf das frische Gestein (vermutlich paläozoischen Alters) hinabreicht, zeigt von oben nach unten:

1. Braungelb verwitterter Boden mit Bohnerz		1,5—2 m
2. Laterit		2—4 „
3. Schwarzer geschichteter Ton	bis	0,6 „

Stets ist also auch in Südmalakka ausschließlich in den obersten der Braunerdeverwitterung unterstehenden Lagen Bohnerz vorhanden. Bei Gemas konnte ich sehen, daß die Bohnerz führende Schicht horizontal, d. h. entsprechend der Oberflächenbeschaffenheit, auf steilgestellten Gesteinen auflagert. Oft ist eine 1 m und mehr mächtige Lage von Bohnerz an der Erdoberfläche angereichert. Auffällig erscheint dabei der Umstand, daß vielfach feineres Material, besonders der Tongehalt, gegenüber den mehr oder weniger groben Bohnerzkörnern stark zurücktritt.

In der durch Laterit gebildeten Zersetzungszone fehlt auch in Malakka stets das Bohnerz. Wohl aber enthält der in allen von mir beobachteten Fällen tonige oder tonig-sandige weiche Laterit von weißer, im wesentlichen durch Hydrargillit hervorgerufenen Grundfarbe Roteisen in mehr oder weniger verhärteten Partien. Diese Konkretionen von wasserarmem oder wasserfreiem Roteisen haben aber mit der Struktur der Bohnerzkörner nichts gemein. Vielmehr geht der verhärtete Teil des Roteisens ohne scharfe Grenze in weichere Gesteinspartien über. Eine aus dem umgebenden Laterit herausgelöste Roteisenkonkretion hat rauhe völlig unregelmäßig begrenzte Oberflächenform, von der härtere Teilchen sich leicht abbröckeln lassen. Es kann daher das Bohnerz nicht als Pseudomorphose nach Roteisensteinkonkretionen aufgefaßt

werden, da die Formen der beiden Konkretionen durchaus verschieden sind.

Das Bohnerz ist somit, wie aus allen Beobachtungen hervorgeht, auf die Braunerdeverwitterung zeigenden Teile der Profile beschränkt. Seine Bildung muß also unter denselben Bedingungen erfolgt sein, unter denen die Braunerde entstand. Da nun, wie ich in meinen beiden vorausgehenden Aufsätzen dartun konnte, die Lateritablagerungen in Indien aus einer Zeit regenärmeren Klimas stammen, während die Braunerdebildungen unter der Einwirkung des heutigen feuchten Klimas dieser Gebiete entstanden sind, so daß also als Folge eines in der letzten geologischen Vorzeit vollzogenen Klimawechsels die Produkte zweier verschiedener Verwitterungsprozesse übereinanderliegen, so muß auch das Bohnerz ein Produkt des regenreichen Klimas sein, unter dem Sumatra und Malakka sich heute befinden.

Im einzelnen sei zur Erklärung der Entstehung des Bohnerzes folgendes berücksichtigt.

Bei der Lateritbildung vollzieht sich der Zersetzungsvorgang in der Weise, daß neben den Alkalien und Erdalkalien auch die Kieselsäure allmählich weggeführt wird, während besonders Aluminium und Eisen sich anreichern, ersteres als weißes Hydroxyd (Hydrargillit), letzteres in roten Farben als wasserarmes Hydroxyd oder als Eisenoxyd (von mir chemisch undefiniert als Roteisen bezeichnet). Der weißgefärbte Hydrargillit nimmt bei der Lateritisierung in allen den zahllosen von mir beobachteten Lateritaufschlüssen stets die „Grundmasse“ ein, während das Roteisen in der Regel in Bändern, Flecken und Adern die „Grundmasse“ durchsetzt und in bunten Farben färbt. Die Struktur dieser Roteisenkonkretionen ist aber, wie schon oben dargelegt wurde, von der des Bohnerzes vollkommen verschieden. Besonders da, wo die Sickerwässer reichlich zu zirkulieren vermögen, reichert sich das Roteisen konkretionär an.

Der aus Aluminiumhydroxyd und Roteisen bestehende Laterit ist ein theoretisches Endprodukt. In der Natur ist dieses Endstadium der Verwitterung zumeist nur bis zu einem gewissen Grade erreicht, wie aus den Analysen von Lateritproben hervorgeht, und es finden sich deshalb vielfach Laterite, die in mehr oder minder großen Mengen auch andere Mineralsubstanzen enthalten.

Kommen die Produkte der lateritischen Verwitterung unter den Einfluß feuchteren Klimas, so vollzieht sich infolge von Umwandlung des lateritischen Zersetzungsproduktes die Braunerdebildung. Gleichzeitig mit ihr kann aber, wie aus den oben angegebenen Profilen hervorgeht, auch Bohnerz entstehen. Die Umwandlung vollzieht sich dabei im einzelnen in folgender Weise.

Die Braunerde wird offenbar gebildet aus einem gewissen Teil des im Laterit vorhandenen Eisens, weiter aus Aluminium-

hydroxyd und aus Kieselsäure, soweit solche, entweder frei oder in Aluminiumsilikaten gebunden, in dem Laterit enthalten waren. Dabei verfärbt sich das Fe unter Wasseraufnahme aus buntfarbigem Roteisen zu gelbem bis braunem Brauneisen. Diese Umfärbung ist auf die bei der Braunerdebildung gegenüber der Lateritbildung stärkere und länger anhaltende Durchfeuchtung der Verwitterungsschichten, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Anwesenheit des Humus im Boden, zurückzuführen. Das Eisen ist molekular oder adsorptiv an die Aluminium-Kieselsäureverbindungen gebunden und als „Ton“ zu einem einheitlichen Mineralkomplex vereinigt. Für diese Annahme sprechen weiter unten zu erörternde Gründe. Zu dem gelb bis braun gefärbten Tonbestandteil des Bodens kommt, in mehr oder weniger großen Mengen, Humus in einer an Mineralstoffen gesättigten Form. Diese Komponenten zusammengenommen bildet sich ein gelblich oder bräunlich gefärbter, mehr oder minder humushaltiger Braunerdeboden[1].

Das Bohnerz kann in der Braunerde sich nur unter der Voraussetzung bilden, daß bei der Braunerdebildung nicht alles Eisen, das im Laterit enthalten war, zur Bildung von eisenhaltigen Aluminium-Kieselsäureverbindungen verbraucht wird, sondern daß ein mehr oder weniger beträchtlicher Rest an nichtgebundenem Eisen übrig geblieben ist. Diese Möglichkeit aber ist sehr groß, da das Eisen bei der lateritischen Verwitterung nicht weggeführt und daher relativ immer mehr angereichert wird. Das frei gebliebene Eisen sammelt sich in Konkretionen, gleichwie kleinste Lößkindl, unter Wasseraufnahme in der Form von Brauneisen. Da die Erscheinungsform eine gegenüber dem ursprünglich im Laterit vorhandenen konkretionären Roteisen völlig verschiedene ist, so ist dies nicht anders erklärbar, als daß eine Wanderung des Eisens zwischen den Tonpartikelchen und konzentrischschalige Anlagerung desselben an gewisse in der Braunerde verteilte Kristallisationszentra bei seiner Konzentration als Bohnerz stattgefunden hat.

Mit der Bildung des Bohnerzes in der Form von unregelmäßig in der gleichzeitig entstandenen Braunerde verteilten Konkretionen geht vielfach noch ein zweiter Vorgang Hand in Hand. Die Bohnerzkörner werden angereichert, so daß oft Ablagerungen sich bilden, die man geradezu als „Bohnerzformation“ bezeichnen kann. Die Anreicherung des Bohnerzes läßt

[1] Es wäre irrig, zu meinen, aus Laterit könne sich keine Braunerde mehr bilden, da ersterem — theoretisch — die Kieselsäure fehle und in Braunerde Kieselsäure enthalten sein müsse. Die Braunerde bildet nur das Produkt einer bestimmten Verwitterungsrichtung, bei der Kieselsäure nicht ausgelaugt wird. Ist in einem Gestein schon vorher keine Kieselsäure vorhanden, so kann sich gleichwohl Braunerdebildung vollziehen, da für sie keinerlei bestimmtes Gestein Voraussetzung sein muß.

sich leicht erklären, wenn man an Ort und Stelle die Wirkungen der niedergehenden oft außerordentlich starken Regen beobachtet. Überall da, wo der Boden nicht vollständig bewachsen ist, wo, wenn auch noch so kleine Lücken eine freie Stelle zwischen den Pflanzen übrig lassen, vermag der Regen die feinen Tonpartikelchen aufzuschlämmen und das abfließende Wasser dieselben wegzuführen, während alle gröberen Teilchen zurückbleiben. Diese werden somit immer mehr angereichert, während der Tonanteil allmählich zurücktritt oder ganz verschwindet. Da nun, abgesehen von Bohnerz, kaum gröbere Teilchen in den Braunerdeböden der hier genannten Gebiete sich finden, so entsteht durch die Ausschlämmung des Tons zuletzt eine an Bohnerz stark angereicherte Ablagerung. In diesem Falle kann das Bohnerz als Schottermaterial abgebaut werden.

Wie man sieht, ist mit der Umbildung des Roteisens des Laterits zu konzentrisch-schaligem Bohnerz der Braunerde, soweit in letzterer das Fe nicht an Ton gebunden ist, eine Wegführung des Fe nicht verbunden. Vielmehr wird alles ursprünglich im Laterit vorhandene Eisen bei der Bohnerzbildung in eine für die Braunerdewässer unlösliche Form übergeführt und so im Boden zurückgehalten und ausgeschieden. Offenbar wird deshalb das Brauneisen, wenn es sich in Braunerdegebieten, wie z. B. den oben beschriebenen, unter der Einwirkung der Atmosphärilien befindet, nicht angegriffen, sei es, daß es in der Braunerde eingebettet oder frei zutage liegt. Nur auch unter dieser Voraussetzung kann man sich die oberflächliche Anreicherung des Bohnerzes erklären.

Für die Bildung von Bohnerzablagerungen in Indien kommen somit drei Vorgänge in Betracht: Zuerst muß, gleichgültig bei welchem Gestein, lateritische Verwitterung eingesetzt haben, bei der das Eisen in der Form von Roteisen ausgeschieden wurde. In einer zweiten Phase muß das Roteisen, soweit es nicht zur Bildung von Ton verbraucht wurde, unter der Einwirkung von Braunerdeverwitterung zu Bohnerz umgebildet worden sein. In einem letzten Stadium endlich wurde das Bohnerz durch Auswaschung der erdig-tonigen Bestandteile angereichert.

Auffälligerweise ist das Bohnerz nicht überall gesteinsbildend oder auch nur in größeren Mengen verbreitet, wo Braunerdeverwitterung herrscht. So kennt man z. B. in Deutschland keinerlei rezente Bohnerzbildung in den Braunerdegebieten direkt zunächst der Erdoberfläche. Nur in der Tiefe von Höhlen scheint dieselbe hier heute noch vor sich zu gehen. Auch in Indien habe ich, abgesehen von den oben genannten Gebieten, in weiten,

von mir bereisten Länderteilen Bohnerz als wesentlichen Bestandteil nicht angetroffen, und zwar überall da, wo die Braunerdebildung intensiver vor sich geht.

In den Gebieten, die mächtigere Braunerdebildung aufweisen, finden allerdings auch Brauneisenanreicherungen statt. Solche habe ich im Innern des Flachlandes von Palembang an vielen Stellen, besonders auf der Grenze zwischen Braunerde und Laterit, beobachtet. Diese Gebilde haben aber mit Bohnerz nichts zu tun, denn sie haben die Form von unregelmäßig-zelligen Platten oder schlackenähnlichen Krusten, die als einziges hartes Gestein zwischen den meist weichen Schichten liegen. Es ist jedoch nicht zu leugnen, daß diese Brauneisenschlacken das Bohnerz bis zu einem gewissen Grade ersetzen. Das Eisen ist offenbar aus den oberen, der Braunerdeverwitterung unterliegenden Schichten gelöst und an deren unterer Grenze wieder ausgeschieden und zugleich angereichert worden. Man muß diese Brauneisenschlacken somit als eine Bildung der Konzentrationszone[1] unter dem Einfluß der Braunerdeverwitterung auffassen. Ähnliche Anreicherungen von Eisen habe ich schon an anderer Stelle beschrieben[2].

Die Tatsache, daß das Bohnerz in weiten Gebieten fehlt, die von Braunerde mit darunter liegendem Laterit bedeckt sind, ist auf zwei mögliche Ursachen zurückzuführen.

Erstens kann der Fall eintreten, daß das im Laterit enthaltene Roteisen in so geringen Mengen vorhanden war, daß bei der Braunerdeverwitterung alles Eisen zur Bildung des eisenhaltigen Tons der Braunerde verbraucht wurde, so daß für die Bildung von Bohnerz kein freies Eisen übrig blieb. Dieser Fall wird immer dann eintreten, wenn die Ursprungsgesteine, aus denen der Laterit hervorgegangen war, nur relativ sehr geringe Mengen von Eisen im Verhältnis zu anderen unlöslichen oder schwerlöslichen Mineralbestandteilen, vor allem von Al- und Si-Verbindungen, enthielten.

Für viele Fälle, in denen den Braunerden in Indien, und auch in anderen Gebieten, das Bohnerz fehlt, ist aber eine andere Ursache anzunehmen. Einen Fingerzeig zur Erklärung dieser Tatsache bieten die Regenmengen bezw. die Mächtigkeiten der Braunerdebedeckung des Laterits an verschiedenen Orten.

Es zeigt sich nämlich, daß die rezente Bohnerzbildung in Indien auf diejenigen Gegenden beschränkt ist, die relativ niedere jährliche Regenmengen und daher

[1] Vergl. z. B. Lang, Über eine Einteilung nichtmetamorpher Sedimente in Tiefenzonen nach der Ausbildung ihrer Fe- und Al-Mineralien. Dies. Centralbl. f. Min. etc. 1910. p. 69—76.

[2] Lang, Die technische Verwendbarkeit der Werksteine des schwäbischen Stubensandsteins. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1910. p. 380—389.

sehr geringe Mächtigkeiten der Braunerde in den über das völlig ebene Flachland sich erhebenden welligen Gebieten aufweisen. Für Palembang beträgt die jährliche Regenhöhe 2674 mm, für Singapore 2350 mm, sie liegt also, bei durchschnittlicher Temperatur von etwa 27° C an diesen Orten, jeweils um 2500 mm herum. An beiden Orten erreicht die Braunerdebildung kaum 1 m an tiefgründigen Braunerdestellen und in den übrigen Teilen von Malakka. in denen Bohnerzbildung nachgewiesen werden konnte, traf ich keine 2 m an Mächtigkeit wesentlich übersteigende Braunerdeschicht. Es ist für die Bohnerzbildung somit offenbar die Voraussetzung notwendig, daß eine geringe Entwickelung der Braunerden und dementsprechend eine relativ geringe durchschnittliche Regenhöhe an den betreffenden Orten vorliegt. Daß, konstante Temperatur vorausgesetzt, Mächtigkeit und Humusgehalt der Braunerden im wesentlichen von der Feuchtigkeit des Klimas an den betr. Orten abhängt, habe ich in meiner letzten Arbeit dieser Aufsatzserie zu zeigen versucht.

Die Bohnerzbildung fehlt also in den Gebieten, in denen tiefgründige Braunerden sich finden, oder wo gar eine Anhäufung von Humus stattgefunden hat. Starke Braunerde- und Humusbildung in Indien konnte ich, unter Voraussetzung gleichbleibender Temperatur, nur durch die Annahme erklären, daß sie im wesentlichen durch höhere Regenmengen verursacht ist. Und die tatsächlichen Verhältnisse haben, wie ich dies in meinem letzten Aufsatz ausführen konnte, meine Annahme bestätigt. Ich möchte nun aus den eben besprochenen Zusammenhängen heraus den Schluß ziehen, daß auch bei dem Fehlen des Bohnerzes in den genannten Ablagerungen die hohen Regenmengen eine Rolle spielen.

Da aber schon oben nachgewiesen werden konnte, daß das Wasser an sich keinenfalls Bohnerz zerstört, sondern unter Ausschlämmen von Ton höchstens anreichert, so muß ein anderes Agens die Zerstörung und Wegführung von freiem Brauneisen bewirken und das Wasser kann dabei nur eine vermittelnde Rolle spielen. Durch hohe Regenmengen erfolgt eine Anreicherung von Humus in höherem Maße als bei geringen Niederschlägen. Diese Anreicherung von Humus mag dazu führen, daß in Zeiten größerer Regenfälle der der Braunerde beigemengte Humus nicht mehr vollständig adsorptiv gesättigt ist. Wenn dieser Fall auch nur für kürzeste Zeiten und für geringe Mengen von Humus eintreten kann — und nichts spricht dagegen —, so wird die Zerstörung des Brauneisens sofort erklärlich. Denn Rohhumus wirkt auf Eisenverbindungen lösend ein in der Weise, daß das Eisen adsorptiv an Humus gebunden und in Wasserlösung weggeführt wird. Ich nehme somit an, daß das Fehlen des Bohnerzes in vielen Braun-

erden darauf zurückzuführen ist, daß in den Braunerden, in denen, wenn auch nur über ganz kurze Zeit und in geringen Mengen, Rohhumus sich bildet, alles Brauneisen, das nicht etwa an Aluminium und Kieselsäure gebunden ist, sofort gelöst und fortgeführt wird.

Daß der Braunerde nicht alles braunfärbende Eisen entzogen wird, hängt jedenfalls damit zusammen, daß ein Teil des Eisens an Aluminium-Kieselsäureverbindungen gebunden ist, und daß dieser braune Tonboden so lange das Eisen festzuhalten vermag, als neben rohhumusführendem Wasser auch sauerstoffhaltiges Wasser die Erde durchsickert. Würde der Sauerstoff dem Wasser durchaus fehlen und dauernd sauerstofffreies Rohhumuswasser den Boden bezw. das Gestein durchfeuchten, so würde alles Eisen allmählich entzogen und weißgefärbter Bleichsand und Bleicherde bezw. aus Aluminium-Kieselsäureverbindungen enthaltenden Schichten Kaolin sich bilden.

Für die Auffassung, daß manche Braunerden zeitweilig, etwa während der Regenzeiten, Rohhumus enthalten, welcher seinerseits auf das im Boden vorhandene freie Brauneisen lösend einwirkt, spricht, daß ich in Sumatra und in Malakka, besonders bei ungewöhnlichem Sinken des Wasserstandes, an den Ufern von Flüssen und Bächen ein Austreten von schmierig-öliger, orangegelber Eisenhydroxydgallerte aus Braunerdeböden beobachten konnte, also ohne daß Rohhumusbeimengungen im Boden erkennbar gewesen wären. Dasselbe habe ich auch vielmals in Württemberg, besonders an Einschnitten entlang dem Zug der Schwäbischen Alb an tonigen, durchaus den Eindruck von Braunerdeböden machenden Verwitterungsschichten des Schwarzen und Braunen Juras gesehen, in deren unverwittertem Gestein Eisenverbindungen, ohne an Ton gebunden zu sein, auftreten.

Es wäre wünschenswert, der Frage, inwieweit die Braunerden zeitweilig Rohhumus enthalten, weitere Beachtung zu schenken.

Da die Bohnerzbildung nicht allein auf die Tropen beschränkt ist, so sei hier eine kurze Besprechung dieser anders entstandenen Bohnerze angeschlossen.

Auch unter gemäßigtem Klima, fern von Produkten lateritischer Verwitterung, vermag sich Bohnerz zu bilden. So findet man in den Klüften und Höhlen des Juras nicht selten Bohnerzkörner in lehmigen Ablagerungen, denen nach der sie beherbergenden Fauna ein ganz junges Alter zukommt, so daß dabei an ehemalige Lateritbildungen nicht gedacht werden kann.

Dagegen lassen sich z. B. in Südwestdeutschland an der Erdoberfläche nirgends Bohnerzvorkommen jungen Alters nachweisen.

Offenbar ist die Bohnerzbildung auch unter gemäßigtem Klima auf die Stellen beschränkt, wo das Wasser nie adsorptiv ungesättigte Humussub-

stanzen führt, welche das Eisen lösen und wegführen könnten. Dies ist leicht für die Gebiete erklärlich, in denen, wie im Jura, mächtige Kalkablagerungen auftreten. Etwa vorhandene, momentan adsorptiv ungesättigte Humussubstanzen in den Wässern werden dort durch gelösten Kalk sofort adsorptiv gesättigt und leicht zerstört, da der Kalk die Wirksamkeit der den Humus zerstörenden Bakterien besonders günstig beeinflußt. So wird das Wasser beim Durchsickern in die Tiefe in bezug auf Humusstoffe durch die Kalkschichten gleichsam filtriert, es kommt humusfrei in größere Tiefen unter der Erdoberfläche und vermag deshalb bei der Lösung des Kalkgesteins und der dadurch erfolgenden Aushöhlung des Gebirges, sowie der Anhäufung der unlöslichen Reste an Ton und Eisen etwa sich bildende Bohnerzkörner nicht zu zerstören. Daß solches Höhlenwasser stets frei von Humussubstanzen ist, beweist auch die hellgelbe Farbe der Höhlenlehme.

An der Erdoberfläche wird sich in gemäßigtem Klima bei Einwirkung zeitweilig größerer Regenmengen, wie dies z. B. in Deutschland der Fall ist, deshalb keine Bohnerzbildung vollziehen, weil hier auch in den Braunerdegebieten — von Humusgebieten ganz zu schweigen — zu gewissen Zeiten adsorptiv ungesättigte und daher Eisen lösende Humusverbindungen auftreten, d. h. daß die Humusproduktion bezw. die Auswaschung größer ist, als daß genügende Mengen von Mineralsubstanzen herbeigeführt werden könnten, um eine adsorptive Sättigung des Humus zu erreichen. Nicht selten kann man in Deutschland an Wässern, die aus Braunerdegebieten austreten, während der kühlen feuchten Jahreszeiten eine zeitweilige, durch gelösten Rohhumus verursachte leichte Braunfärbung oder bei Grabarbeiten da und dort ein Ausfließen rostigen, eisenführenden Wassers aus Braunerdeboden beobachten.

Es ergibt sich somit, daß Bohnerz auch ohne vorangegangene Lateritisierung des Gesteins und unter gemäßigtem Klima sich bilden kann. Es ist aber auch hier vorauszusetzen, daß die das Bohnerz bildenden Wässer zu keiner Jahreszeit Rohhumus führen.

Unter dem Einfluß der niederen Temperaturen, die im gemäßigten Klima herrschen, gestalten sich die Umsetzungen außerordentlich viel langsamer als unter heißem Klima, wo fast alle chemischen oder chemisch-biologischen Vorgänge viel rascher sich vollziehen. Daher werden *unter gemäßigtem Klima gebildete Bohnerzablagerungen infolge der Langsamkeit ihrer Bildung, insbesondere aber auch infolge des Fehlens intensiver Auswaschung der Tonteile durch die Sickerwässer,* nie ein solch gewaltiges Ausmaß erreichen können, daß sie, wie die oben beschriebenen, aus Laterit hervorgegangenen Bohnerzablagerungen *gesteinsbildend* auftreten. Auch sind sie in ihrer Erscheinung an enge Gebiete, insbesondere

an die rohhumusfreien Kalkgebiete, z. B. im Jura an die Grotten und Klüfte unter der Erdoberfläche, gebunden und haben keine regional weite Verbreitung.

Es ist anzunehmen, daß auch die Gelberden Bohnerz zu enthalten vermögen. Denn die Gelberden unterstehen wie die Braunerden der tonigen Verwitterung, bei der als Restprodukte mehr oder weniger wasserenthaltende Kieselsäure-Aluminium-Eisenverbindungen sich bilden. Nur enthalten sie relativ sehr geringe Mengen an Humusbeimengungen. Da im einzelnen über die Gelberden wenig bekannt ist, so läßt sich über die eben gegebene Annahme nichts Näheres erörtern.

Allgemein kann man sagen, daß das Bohnerz ein Produkt relativ feuchten Klimas mit (Gelb- und) Braunerdebildung darstellt. In allgemeiner Verbreitung und als gesteinsbildende Formation tritt das Bohnerz aber nur da auf, wo lateritische Verwitterung vorausgegangen war, aus deren Fe-Überschuß dasselbe gebildet ist. In allen anderen Fällen ist die Bohnerzbildung lokal beschränkt und von geringem Ausmaß. Das Bohnerz fehlt überall da, wo entweder reine Lateritverwitterung auftritt oder Rohhumuswässer, wenn auch zeitlich im Jahr auf enge Grenzen beschränkt, vorkommen. Endlich fehlt es überall da, wo bei (Gelberde- bezw.) Braunerdeverwitterung ein Gestein kein freies Fe zu liefern vermag, vielmehr alles Fe an Verbindungen, insbesondere solche von Si und Al, gebunden wird.

Bohnerz bildet somit einen Indikator für (Gelberde- bezw.) Braunerdeverwitterung. Soweit dieses gesteinsbildend und regional weit verbreitet auftritt, weist es dazu auch auf vorausgegangene Lateritbildung und somit auf einen Klimawechsel von trockenerem heißem zu feuchterem Klima hin.

Diese Sätze lassen eine Anwendung auch auf die fossilen Bohnerze zu. Auch diese müssen Bildungen der (Gelberde- bezw.) Braunerdeverwitterung sein, und da sie in gewissen Ablagerungen gesteinsbildend und regional weit verbreitet aufzutreten pflegen, müssen sie in diesen infolge eines Klimawechsels aus Laterit entstanden sein.

Die ehemalige lateritische Verwitterung kann durch genaue chemisch-analytische Untersuchung der Bohnerzkörner eine exakte Bestätigung finden, wenn man geeignetes, von etwaigen sekundären Veränderungen möglichst unbeeinflußtes Bohnerzmaterial zu den Analysen verwendet. Es kommt für diese Untersuchungen besonders das Verhältnis zwischen dem vorhandenen Al_2O_3 und SiO_2 in Betracht. Soweit Al_2O_3 vor-

handen ist, ist es entweder an die kaolinähnlichen Aluminiumkieselsäuren gebunden, deren Stammformel $H_4 Al_2 Si_2 O_9$ bildet. Oder es könnte $Al_2 O_3$ auch frei als Aluminiumhydroxyd, wie es im Laterit vorkommt, enthalten sein. Ob letzteres im Bohnerz als Überrest der lateritischen Verwitterung auftreten kann, läßt sich in der Weise erkennen, daß man das Mengenverhältnis von $Al_2 O_3$ zu $Si O_2$ in der Analyse vergleicht. In den (Kaolin-)Tonformeln ist das Verhältnis zwischen $Al_2 O_3$ und $Si O_2$ wie 1 : 2. Das Molekulargewicht von $Al_2 O_3$ beträgt 102,2, das von $Si O_2$ 60,3 oder das von $2 Si O_2$ 120,6. Es müßte somit im ungünstigsten Falle das Verhältnis zwischen $Al_2 O_3$ und $Si O_2$ 102,2 : 120,6 oder etwa wie 5 : 6 in den Analysen enthalten sein. Es ist aber anzunehmen, daß mit großer Wahrscheinlichkeit ein Teil des $Si O_2$ der Analysen nicht mit Aluminium gebunden, sondern frei als Kieselsäure im Bohnerz enthalten ist, wodurch das Verhältnis zwischen den Mengen von $Al_2 O_3$ und $Si O_2$ sich noch weiter zugunsten von $Si O_2$ verschieben würde. Die von WEIGER zusammengestellten Bohnerz-Analysenergebnisse zeigen für $Al_2 O_3 : Si O_2$ folgende Verhältnisse: I 7,03 : 9,80, II 5,83 : 19,82, III 6,37 : 2,68, IV 6,71 : 13,00, V 7,47 : 11,80, VI 26,70 : 0,00[1]. Besonders interessieren hier die Analysen III und VI. Erstere ist von GÜMBEL[2] veröffentlicht, letztere von DAUBRÉE[3] angegeben. Beide Analysen zeigen relativ sehr hohe Werte von $Al_2 O_3$. In der Analyse VI ist dasselbe überhaupt allein konstatiert. In der Analyse III ist das Verhältnis zu $Si O_2$ ganz ungewöhnlich hoch, so daß man nur die Erklärung dafür hat, daß neben etwa in dem Bohnerz vorhandenen Ton freies Aluminiumhydroxyd enthalten ist. Aber auch die Analysen I und V zeigen ungewöhnlich hohe relative Werte von $Al_2 O_3$. Da nun bei der Braunerdeverwitterung das Aluminium stets an Kieselsäure gebunden erscheint und nur bei lateritischer Verwitterung frei als Hydroxyd auftritt, so bildet der Überschuß an freiem Aluminium den sicheren Beweis, daß das betr. Bohnerz durch die Braunerdeverwitterung eines ehemaligen Laterits hervorgegangen ist. Dieses Resultat könnte höchstens bezweifelt werden, wenn man Fehler in den Analysen nachweisen könnte, wofür Anhaltspunkte nicht vorliegen.

Der Zeitpunkt der fossilen Braunerdebildung bezw. der fossilen Klimaänderung kann bestimmt werden, wenn die Bohnerzablagerungen entweder als Schicht in kontinuierlichem Zusammenhang zwischen zwei zeitlich datierbaren Ablagerungen liegen oder wenn sie Fossilreste enthalten.

[1] a. a. O. p. 211.

[2] Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 4. Abteilung. Geognost. Beschr. d. Fränkischen Alb etc. 1891. p. 196.

[3] Description géologique et minéralogique du Departement du Bas-Rhin. 1852. p. 290.

Da jedoch in vielen Fällen eine sekundäre Verschwemmung des Bohnerzes stattgefunden hat, so ist die Altersbestimmung mit Vorsicht aufzunehmen. Möglicherweise können bei der Verschwemmung alte Bohnerze mit zeitlich jüngeren Fossilresten zusammen abgelagert worden sein. Darauf weisen z. B. die Angaben SCHLOSSER's[1] über das Alter der Säugetierfaunen aus den Bohnerzablagerungen in Südwestdeutschland hin, die so ziemlich aus jedem Teil der Tertiär- und Nachtertiärzeit stammen, so aus dem Mittel- und Obereocän, dem Oligocän, dem Unter-, Mittel- und Obermiocän, dem Unter- und Oberpliocän, dem Alt- und Jungpleistocän.

An diese Erörterungen seien noch Notizen über die bisherigen Anschauungen, die Bildung des Bohnerzes betreffend, angeschlossen. Ich möchte mich dabei aber auf die Autoren beschränken, welche ähnliche Auffassungen vertreten, wie sie in der vorliegenden Arbeit zum Ausdruck gebracht sind.

Als erster hat DEFFNER[2] 1859 auf bestimmte klimatische Verhältnisse bei der Bohnerzbildung hingewiesen, indem er die Möglichkeit der Entstehung des Bohnerzes „durch Agglomeration ausgeschiedener Eisenoxydhydratflocken, welche an tropischen Küsten . . . durch die Bewegung des Wassers vermittelt wird", erörtert.

An Laterit erinnert erstmals wohl O. FRAAS[3], indem er die Bohnerzbildungen der Alb durch tausendjährige Verwitterung entstehen läßt, die „an tropischen Küsten heute noch vor sich gehen" mag, „wo Agglomerationen ausgeschiedener Eisenoxydhydratflocken entstehen (Laterit an den Küsten Zentralafrikas, Asiens und Südamerikas)".

Auch KOKEN[4] nimmt an, daß die Bohnerzbildung mit der Entstehung des Laterits im Zusammenhang stehe, eine Auffassung, die er durch Beobachtungen in Indien stützen konnte.

Die beiden jüngsten Arbeiten über die Frage der Entstehung der Bohnerze von ROLLIER[5] und WEIGER[6] vertreten gleichfalls die Auffassung, daß es sich um eine Art Lateritbildung handle. ROLLIER nimmt an, daß die Bohnerze ihrer Struktur und chemischen Zusammensetzung nach eine Art Oolithe bilden oder dem Rasenerz ähnlich seien, das in Wassertümpeln und Sümpfen sich ausscheide, und daß sie zusammen mit dem aus Laterit und Terra rossa

---

[1] Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. Geolog. u. paläontolog. Abh. N. F. 5. 1902. p. 117—258.

[2] Zur Erklärung der Bohnerzgebilde. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1859. p. 313.

[3] Geognostische Beschreibung v. Württemberg etc. 1882. p. 153.

[4] Führer durch die Sammlungen des geol.-min. Inst. in Tübingen. 1905. p. 79 und 99.

[5] Die Bohnerzformation oder das Bohnerz und seine Entstehungsweise. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. zu Zürich. 1905. p. 150—162.

[6] a. a. O. p. 210.

stammenden „roten Bolus“ entstanden seien, und auch Weiger spricht von flachen Seebecken und Sümpfen, die sich gebildet haben mögen und worin sich der eisenschüssige Schlamm niederschlug.

Daß es zur Erklärung der Bohnerzgebilde keiner Wassertümpel, Seebecken und Sümpfe bedarf, glaube ich im vorausgehenden gezeigt zu haben.

Es ergibt sich, daß die hier genannten Autoren ganz richtig erkannt hatten, daß bei der Bildung von „Bohnerzformationen“ heißes Klima bezw. dessen eigenartigstes Verwitterungsprodukt, der Laterit, eine Rolle spiele. Sie konnten aber, da ihnen eine genauere Kenntnis der Verwitterungserscheinungen in den Tropen fehlte, nicht wissen, daß erst die Fossilisierung des Laterits unter dem Einfluß eines feuchteren, (Gelb- und) Braunerde bildenden Klimas die Entstehung der Bohnerze ermöglicht.

Erst durch diese Erkenntnis löst sich der scheinbare Widerspruch, der darin lag, daß man annahm, das Bohnerz entstehe bei der lateritischen Verwitterung der Gesteine, also unter tropischem Klima, aber auch unter gemäßigtem Klima, fern von jeder Einwirkung lateritischer Zersetzung, z. B. in den Höhlen des Juras, gehe heute die Bohnerzbildung vor sich. Tatsächlich vollzieht sich, wie wir jetzt sagen können, die Bohnerzbildung in den Tropen wie in gemäßigtem Klima unter denselben Bedingungen, nämlich unter der Einwirkung reiner (Gelberde- bezw.) Braunerdeverwitterung.

Tübingen, im April 1914.

Aszensionstheorie und Epigenese der Erzlagerstätten.

Von **A. Sachs** in Breslau.

In seinem ausgezeichneten Werke „Die Erzlagerstätten“ (Leipzig 1904—1906), sowie in seinem „Abriß der Erzlagerstättenkunde“ (Jena 1913) unterscheidet Bergeat, abgesehen von den deuterogenen Erz-Seifen, folgende fünf Gruppen: 1. Magmatische Ausscheidungen. 2. Schichtige Lagerstätten. 3. Erzgänge. 4. Höhlenfüllungen und metasomatische Lagerstätten. 5. Kontaktlagerstätten.

Betrachtet man die einzelnen Gruppen vom Gesichtspunkte der Syngenese oder Epigenese aus, so sind zunächst die magmatischen Ausscheidungen, deren Kenntnis wir besonders den schönen Untersuchungen verdanken, die J. H. L. Vogt seit 1893 in der Zeitschrift für praktische Geologie veröffentlichte, selbstverständlich als syngenetisch aufzufassen. Die Gruppe 2, d. h. die schichtigen Lagerstätten, faßt Bergeat ebenfalls als syngenetisch auf, indessen ist es bekannt, daß ein Teil dieser Lagerstätten, besonders die

sogenannten Kieslager, von vielen Forschern als epigenetisch angesprochen werden. Sicher epigenetisch sind sodann die drei anderen Gruppen: Die Gänge, metasomatischen Lagerstätten und Kontaktlagerstätten.

Werfen wir zunächst einen Blick auf die Kontaktlagerstätten, so definiert sie Bergeat (Abriß der Erzlagerstättenkunde p. 36) folgendermaßen: „Sie sind dadurch entstanden, daß beim Durchbruch eines Tiefengesteins durch ein reaktionsfähiges Nebengestein — in den allermeisten Fällen, wenn nicht immer, sind es Kalksteine oder sonstige an Calciumcarbonat reiche Sedimente — die von jenem ausgestoßenen Dämpfe oder vielleicht auch heiße wässerige Exsudate mit dem Nebengestein in Wechselwirkung traten, so daß unter Verdrängung des letzteren eine Stoffzufuhr in dasselbe statthatte." Ich möchte hier bemerken, daß nach meiner Auffassung das Nebengestein keineswegs immer nur kalkiger Natur zu sein braucht, wie ich beispielsweise die Arsenvorkommen von Giehren und Querbach, sowie von Rothenzechau in Schlesien als Exhalationen im Glimmerschiefer hinein anspreche. Weiterhin aber bin ich der Meinung, daß es sich bei den Kontaktlagerstätten nicht bloß um pneumatolytische Vorgänge, sondern auch vielfach um Injektionen von Schmelzflüssen handeln wird. Ich habe deshalb in einer neueren Arbeit (dies. Centralbl. 1914, p. 186—190) die Kontaktlagerstätten unterschieden in a) Exhalationen, b) Injektionen. Zur letzteren gehört das bekannte Erzvorkommen von Reichenstein in Schlesien, vielleicht ist auch das Vorkommen von Bodenmais in Bayern nach den Untersuchungen Weinschenk's hierher zu stellen. Daß die Magneteisenerze von Schmiedeberg in Schlesien nicht in diese Gruppe gehören, habe ich schon wiederholt betont; man muß eben zwischen Kontaktlagerstätten und kontaktmetamorphen Lagerstätten scharf unterscheiden. Doch dies nebenbei. Wir wenden uns nun den metasomatischen Lagerstätten, Erzgängen und schichtigen Lagerstätten zu, bei deren Bildung nicht Dämpfe und Schmelzflüsse, sondern wässerige Lösungen die Hauptrolle spielten und werfen die Frage nach der Herkunft dieser Lösungen auf.

Fassen wir zunächst die metasomatischen Lagerstätten ins Auge, so bemerkt Bergeat (Abriß der Erzlagerstättenkunde, p. 34) folgendes: „Zu den metasomatischen Lagerstätten gehören vor allem zahlreiche Blei- und Zinkerzlagerstätten, wie diejenigen im Muschelkalk von Beuthen und Tarnowitz, im Kohlenkalk der Aachener Gegend, im Silurkalk des Mississippi- und Missourigebietes, im Wettersteinkalk der Alpen, insbesondere Kärntens usw.; ferner auch gewisse Spateisensteinlager im Zechstein Deutschlands und in paläozoischen Kalksteinen der Alpen oder der Kreide Nordspaniens (Bilbao).

Die Verdrängung des Kalksteines kann auch durch Lösungen

erfolgen, welche auf seiner Oberfläche Eisen- und Manganerze absetzen. Sie führt dann zu den unter den Namen Schratten, Racheln, Karren, geologische Orgeln usw. bekannten, vielfach schon durch gewöhnliche Tagewässer erzeugten Austiefungen. Ausgezeichnete Beispiele solcher Art sind die oberflächlichen Mangan- und Eisenerzlagerauflagerungen auf dem Stringocephalenkalk des Lahntales, besonders bei Gießen und Wetzlar."

Für die letztgenannte Gruppe scheint Bergeat also selbst der Deszensionstheorie beizustimmen, dagegen spricht er sich bezüglich der Beuthen-Tarnowitzer Vorkommen (l. c. p. 71) ausdrücklich zugunsten der Aszensionstheorie aus.

Betrachten wir jedoch die klassischen Typen der metasomatischen Lagerstätten, so läßt sich folgendes feststellen. Für die oberschlesischen Lagerstätten haben insbesondere v. Carnall, Websky, Höfer, Althans und A. Sachs die Bildung durch Deszension verfochten. Für die Zinkerzlagerstätten von Wiesloch in Baden nimmt A. Schmidt an, daß die erzhaltigen Lösungen von oben gekommen seien. Was die Erzlagerstätten von Bleiberg in Kärnten anbelangt, so ist hervorzuheben, daß, abgesehen von Mohs, Fuchs, Lipold und Peters, welche das Vorkommen für syngenetisch halten, besonders Brunlechner (1895) die Möglichkeit der Bildung durch Lateralsekretion erörterte, weil die Art und Weise der Verteilung der Erze im weit ausgebreiteten und mächtigen Schichtenkomplexe des Wettersteinkalkes nach seiner Ansicht diese Hypothese glänzend stützte (vergl. Beyschlag-Krusch-Vogt, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien. 1913. II. p. 239). Ebenso hat für die Lagerstätten von Raibl Sandberger (Berg- und Hüttenm. Ztg. 39. 1880. 339, 390) die Lateralsekretion herangezogen. Hinsichtlich der Aachener Vorkommen ist besonders auf die Veröffentlichung von Klockmann (Festschrift zum 11. deutschen Bergmannstage 1910) zu verweisen. In dieser führt Klockmann die Bildung der Erze auf niederrieselnde Wässer zurück. Bei den Lagerstätten im Mississippi- und Missouridistrikt haben Whitney, Chamberlin, Winslow, Blake, Leonhard und Bain primäre Syngenese und Anreicherung durch Deszension angenommen.

Als die Typen der von Bergeat erwähnten metasomatischen Spateisensteinlager können im deutschen Zechstein die Vorkommen im Thüringer Wald (Kamsdorf und Schmalkalden), in den paläozoischen Kalksteinen der Alpen die berühmten Vorkommen von Eisenerz in Steiermark und Hüttenberg in Kärnten, sowie in der Kreide die Erze von Bilbao in Nordspanien gelten. Es ist hervorzuheben, daß man bei fast allen diesen Vorkommen ursprünglich Syngenese oder Deszension annahm und erst nachträglich teilweise zu anderer Auffassung überging. So verdient es betont zu werden, daß Beyschlag bei den Kamsdorfer Vorkommen (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1888. p. 329; Referat von Klockmann N. Jahrb.

f. Min. etc. 1891. II. p. 264) ursprünglich annahm, daß die eisenhaltigen Lösungen, welche die Umwandlung der Zechsteinkalke und Dolomite in Eisensteine bewirkten, ihren Metallgehalt vorzugsweise dem eisenschüssigen, roten Letten des Oberen Zechsteines und vielleicht auch des Buntsandsteines verdanken, wenn er auch späterhin seine Auffassung änderte. Ebenso nimmt H. Mentzel (Zeitschr. f. prakt. Geol. 6. 1898. p. 273—278) für die Schmalkaldener Vorkommen Deszension an, indem er schreibt: „Was die Herkunft des Eisengehaltes der Lösungen betrifft, denen die Sideritisierung zugeschrieben werden muß, so liegt es auf der Hand, daß die vor der Erosion viel weiter verbreiteten Gebirgsglieder im Hangenden des Dolomites, die Letten, Bröckelschiefer und der Sandstein sehr geeignet waren, einen Teil ihres Eisengehaltes an kohlensäurereiche Wässer abzugeben."

Die Genesis des Erzvorkommens von Eisenerz in Steiermark ist, wie Beyschlag-Krusch-Vogt (l. c. II. p. 314) bemerken, noch nicht völlig geklärt. Bergeat beschreibt das Vorkommen unter den syngenetischen Erzlagern, wogegen Beck und Redlich für metasomatische Entstehung eintreten. Indessen bemerkt Redlich (Zeitschr. f. prakt. Geol. **21**. 1913. p. 101) ausdrücklich, daß die Herkunft der eisenhaltigen Lösungen durchaus nicht geklärt ist: „Wir sehen fast nirgends die Zufahrtswege in Form von zuscharenden primären Gängen an die Erzmasse, ebenso fehlen uns Anhaltspunkte für die richtige Deutung des Ursprunges der eisenhaltigen Wässer." Die Lagerstätte von Hüttenberg ist (vergl. Bergeat, Erzlagerstätten, p. 1038) von v. Morlot, Senitza, Tunner, Münichsdorfer, Lipold, Seeland und Brunlechner für sedimentär gehalten worden, nur Baumgärtel hält sie für epigenetisch. Bei den berühmten Erzvorkommen von Bilbao bemerkt auch Beck, der doch gewiß der Aszensionstheorie zuneigt, daß die Herkunft der eisenreichen Lösungen noch unsicher bleibt.

Alles in allem ist über die in Rede stehenden Lagerstätten folgendes zu bemerken. Die typisch metasomatischen Lagerstätten sind, wie schon der Name besagt, in ihrer gegenwärtigen Form selbstverständlich epigenetisch. Es besteht aber bei einem großen Teil von ihnen, wenn nicht bei allen, die Vermutung, daß sie ursprünglich in feinverteiltem Zustande syngenetisch waren. Waren sie das aber, so ist ihre Anreicherung zu ihrer gegenwärtigen Erscheinungsweise nur durch Deszension zu erklären. In jedem Falle verbieten es die Meinungen vieler, und zwar teilweise sehr beachtenswerter Forscher, die Aszensionstheorie ausschließlich für ihre Entstehung heranzuziehen.

Und noch eines: Wie steht es mit dem Vorhandensein von

Eruptivmassen bei dieser Gruppe von Lagerstätten? Es ist bekannt, daß gerade metasomatische Zink- und Bleierzlagerstätten meistens in Gebieten auftreten, in denen weit und breit kein Eruptivgestein festzustellen ist, BERGEAT (Abriß der Erzlagerstättenkunde, p. 42) hebt dies auch ausdrücklich hervor. Dasselbe läßt sich von den besprochenen Eisenerzvorkommen behaupten. Weder bei den thüringischen Vorkommen, noch am steirischen Erzberg, noch bei Bilbao sind in enger Verknüpfung mit Erzmassen Eruptivgesteine vorhanden, nur bei Hüttenberg vermutet BAUMGÄRTEL in geringer Tiefe einen Granitlakkolithen. Man hat also auch kein Recht, an Stellen, wo Eruptivmassen fehlen, von „Thermalwässern, die in ihrem Gefolge auftraten“, zu reden.

Wir wenden uns nun der Besprechung der Erzgänge zu, bei denen die Gegensätze zwischen Aszensionstheorie und Lateralsekretionstheorie naturgemäß am schärfsten zum Ausdruck kommen. Die Geschichte und Bewertung dieser Theorien werden sowohl bei BECK wie bei BERGEAT sehr ausführlich behandelt, es können natürlich an dieser Stelle nur die wichtigsten Etappen der Entwicklung wiederholt werden.

BECK teilt die Aszensionstheorie in drei Gruppen: 1. Die Injektionstheorie. 2. Die Sublimationstheorie. 3. Die Thermaltheorie. Der Injektionstheorie, sowie der Sublimationstheorie, d. h. also der Gangbildung durch Füllung der Spalten mit metallischem Material in schmelzflüssiger oder dampfförmiger Form weist man heute wohl mit Recht keinerlei Bedeutung mehr bei. Dagegen ist gegenwärtig die Thermal- oder Aszensionstheorie, welche annimmt, daß die Erzgänge wesentlich durch Absätze aus aufsteigenden Thermalwässern erzeugt worden seien, sehr in Mode.

Die Thermaltheorie ging bekanntlich von Frankreich aus, wo E. DE BEAUMONT (1847), DAUBRÉE (1887), sowie FUCHS und DE LAUNAY (1893) ihre Hauptvertreter waren. Ihren prägnantesten Ausdruck fand sie, wie BECK bemerkt, durch POŠEPNY (1893). Ihre Hauptstütze in Deutschland bildete die Freiberger Schule: VON BEUST, H. MÜLLER, TH. SCHEERER, VON COTTA und besonders A. W. STELZNER. Den Ideen ELIE DE BEAUMONT's durchaus analog ist sodann die Auffassung von KEMP (1901), der die Entstehung der Erzgänge durch aufsteigende Lösungen im Gefolge eines Eruptivmagmas erklärte. Im Anschluß an POŠEPNY unterschied dann weiterhin ED. SUESS (Verh. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte 1902. I.) zwischen „vadosen“ Quellen meteorischen Ursprunges und den magmatischen „juvenilen“ Quellen. Er rechnete zu letzteren besonders Teplitz, Plombières in den Vogesen, ferner im französischen Zentralplateau Bourbon d'Archembault, Evaux und Néris, endlich Marienbad und Karlsbad. Es muß übrigens betont werden, daß TSCHERMAK die Quellen von Karlsbad und

Marienbad für nicht juvenil hält. „Seitdem SUESS", so bemerkt HENRICH (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. p. 85—94), „den Karlsbader Sprudel für eine juvenile Quelle erklärte, werden die meisten Thermen von vielen Geologen gleichfalls für juvenile Quellen gehalten, d. h. für Quellen, die ihr Wasser aus dem heißflüssigen Erdinnern, dem Magma, beziehen."

Als eine vermittelnde Form der Aszensions- oder Thermaltheorie bezeichnet sodann BECK (Erzlagerstätten. 1909. II. p. 66—67) die Auslaugungstheorien von EMMONS (1886) und BECKER (1888): „Sie lassen die für die Gangfüllung nötigen Grundstoffe durch Quellwasser nicht aus dem unmittelbaren Nebengestein der erzführenden Spalten, sondern aus weiter ab und in den meisten Fällen zugleich tiefer liegenden Gesteinskörpern, insbesondere aus Eruptivgesteinen, auslaugen. EMMONS hat diese Ansichten zuerst im Hinblick auf die Lagerstätten von Leadville ausgeführt." — Nebenbei bemerkt steht diese letztere Angabe BECK's im Widerspruch mit der folgenden von BERGEAT (Erzlagerst. II. p. 1198): „Bezüglich der Entstehung der Lagerstätte von Leadville hat EMMONS eine Auslaugung des Metallgehaltes aus dem den Kalkstein überlagernden Quarzporphyr angenommen." Danach handelt es sich also bei Leadville nach der Auffassung von EMMONS nicht um Quellwasser, sondern im Gegenteil um Sickerwasser.

Die Lateralsekretionstheorie wurde um die Mitte des 19. Jahrhunderts besonders durch FORCHHAMMER und J. BISCHOF begründet. Sie fand ihren glänzendsten Vertreter in F. v. SANDBERGER, dessen Untersuchungen über Erzgänge (1882 und 1885) als klassisch zu bezeichnen sind. Man glaubte zwar die Lateralsekretionstheorie durch STELZNER und seine Anhänger endgültig überwunden, und auch die neueren Werke über Erzlagerstätten (BECK, BERGEAT, BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT) betrachten sie als abgetan, davon kann aber nach meiner Auffassung nicht die Rede sein. So bemerken BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT (l. c. II. p. 458) ganz richtig, daß die Theorie von VAN HISE (1900 und 1904) eigentlich nur eine starke Erweiterung der Lateralsekretionstheorie bedeutet: „SANDBERGER glaubte an die Auslaugung des unmittelbar benachbarten Nebengesteines, während VAN HISE die Erzmengen aus Entfernungen von ein oder mehreren Kilometern herleitete."

Tatsächlich steht nach meiner Ansicht die Thermaltheorie auf sehr schwachen Füßen, aus dreierlei Gründen:

Erstens: Es ist fraglich, ob es überhaupt juvenile Quellen gibt.

Zweitens: Selbst wenn es juvenile Quellen gibt, so ist damit noch nicht erwiesen, daß auch ihr Metallgehalt juvenil sei, d. h. daß er direkt dem Magma, und nicht dem Nebengestein, entstamme.

Drittens aber erscheint in jedem Falle der Me-

tallgehalt der aufsteigenden Thermen viel zu minimal, um die Bildung großartiger Erzlagerstätten erklären zu können.

Ad. 1 sei folgendes bemerkt. Es ist bekannt, daß Pošepny in Übereinstimmung mit Daubrée das aufsteigende Thermalwasser als „vados“ auffaßte: „Das Grundwasser hat auch in der profunden Region eine Deszendenz durch die Kapillarien des Gesteins. In einer gewissen Tiefe angelangt, dürfte sich eine laterale Bewegung gegen die offenen Kanäle geltend machen. An diesen angelangt, kehrt es aszendierend an die Oberfläche zurück.“ Pošepny nimmt also vor der aufsteigenden Richtung der Wässer zunächst eine abwärts gerichtete Phase an. Im Gegensatze zu Pošepny suchte Kemp (1901), wie schon hervorgehoben, den Ursprung der Quellen im Magma selbst, während Suess (1902) zwischen vadosen und juvenilen Quellen scharf unterschied. Im Jahre 1906 stellte sodann Gautier die höchst gekünstelte und unwahrscheinliche Hypothese auf, daß die Wasserdämpfe zum Teil Destillationsprodukte von Gesteinsschollen seien, die durch Gebirgsdruck in die tiefer liegende breiige Magmamasse hinuntergefallen wären. 1908 behauptete Delkeskamp (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. p. 412), daß an dem Begriff und der Existenz des juvenilen Wassers nicht mehr zu zweifeln sei. 1910 weist jedoch demselben Forscher Henrich (Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**. p. 91) nach, daß seine Definition der juvenilen Wasser völlig unhaltbar sei. Delkeskamp definiert nämlich: „Die juvenilen Wasser, ob heiß, warm oder kalt, bleiben konstant, die vadosen sind Schwankungen unterworfen.“ Dazu bemerkt Henrich: „Nach dieser Definition dürfte es nur sehr wenige juvenile Quellen geben, denn Schwankungen im Salzgehalt zeigen nach vielen Jahren wohl alle Thermen.“ Endlich sind hier die wichtigen Untersuchungen von A. Brun (Ref. im Chem. Centralbl. 1909. No. 9. 2. p. 147) an den Vulkanen Javas hervorzuheben, die zu dem Schlusse führen, daß das Wasser der Fumarolen nicht zu den Eruptionsprodukten gehört, sondern vadoser Herkunft ist: „le volcan est anhydre“. Auch der Nachweis von Stutzer, daß der Wassergehalt der Pechsteine nicht mehr als primär angesehen werden darf (vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**. 1910. p. 346), ist als bedeutsam hier anzureihen.

Alles in allem kann man nur Bergeat beipflichten, wenn er (Abriß d. Erzlagerstättenk. 1913. p. 43) mit lapidarer Kürze bemerkt: „Die Frage, ob sich wirklich juvenile Quellen nach der Oberfläche ergießen, ist nicht entschieden.“

Ad 2 ist folgendes zu sagen. Eine Hauptstütze der Thermaltheorie soll, wie Beck bemerkt, die Tatsache sein, daß in dem Wasser oder den Absätzen der heutigen Thermen metallische und nichtmetallische Elemente von der Art, wie sie an der Zusammensetzung von Erzen und Gangarten der Gänge sich wesentlich be-

teiligen, nachgewiesen werden können. In dem BECK'schen Werke sind diese Beimischungen, wie sie sich beispielsweise in den Wässern von Wildbad, von Pyrmont, von Karlsbad, von den Steomboat Springs in Nevada und von vielen anderen Orten beobachten lassen, sehr sorgfältig zusammengestellt. Beweisend wären diese Beobachtungen jedoch nur dann, wenn der Nachweis erbracht wäre, daß nicht nur die Thermen selbst, sondern daß auch ihr Metallgehalt juvenil wäre, d. h. daß beide direkt und gleichzeitig dem Magma entstammten. Liegen die Verhältnisse nicht so, so darf man auch nicht von der Thermaltheorie — wenigstens nicht im eigentlichen Sinne — reden. Wenn zunächst die Quellen, wie POŠEPNY von allen Quellen annimmt, vados sind, so liegt doch nichts näher als die Annahme, daß ihr Metallgehalt in erster Reihe von der Auslaugung herrührt, welche die deszendierenden Wässer, bevor sie zur Aszension umkehrten, vornahmen. So nimmt auch SANDBERGER von den bekannten zinnoberführenden Kieselsinterquellen Kaliforniens und Nevadas an, daß sie vados sind. Er erklärt ihren Metallgehalt im Gegensatz zu LE CONTE nicht durch aufsteigende Quellen, sondern durch Sickerwässer aus dem Nebengestein ausgelaugt (Unters. üb. Erzgänge p. 14, 15, 163). Selbst wenn man aber einmal mit LE CONTE annehmen wollte, daß die Quellen selbst juvenil wären, so würde doch nach LE CONTE's Annahme ihr Metallgehalt nicht juvenil sein, d. h. nicht direkt dem Magma, sondern dem Nebengestein entstammen. Ebenso nimmt G. F. BECKER von Steamboat Springs und Sulphur Bank eine Auslaugung des granitischen Grundgebirges durch die Thermen an. Diese Auslaugungstheorie von BECKER und LE CONTE ist aber weit eher als Sekretionstheorie, denn als Thermaltheorie zu bezeichnen. Deshalb ist auch folgender Satz von BERGEAT (Abriß der Erzlagerstättenk. 1913. p. 44) durchaus richtig: „Da man im Auge behalten muß, daß die Metallführung solcher Quellen da und dort auch präexistierenden Lagerstätten entstammen kann, ... so sind solche Beispiele nicht unbedingt beweisend."

Endlich ad 3. Schon SANDBERGER beleuchtet die Schwierigkeiten, die sich für die Erklärung der Erzbildung auf Gängen als Absätze aus heißen Quellen ergeben. In seinen „Untersuchungen über Erzgänge" finden sich (p. 5 und p. 9) folgende zwei bemerkenswerten Sätze: „Gewässer, welche mit solcher Geschwindigkeit ausströmen, wie kohlensäurehaltige aufsteigende Mineralquellen, setzen erfahrungsgemäß keine Niederschläge in ihren Kanälen ab, sondern diese beginnen erst in der unmittelbaren Nähe der Mündung." Und als Folgesatz hieraus: „Aufsteigende Säuerlinge, gleichviel von welcher Temperatur, dürfen also nicht ferner als Medien angenommen werden, welche Erze in Gangspalten absetzen, sondern

sie benutzen die Erzgänge nur, wie jede andere Spalte, als kürzesten Weg zur Oberfläche." Beck glaubt den Obersatz durch gewisse Beobachtungen an den amerikanischen Quecksilbervorkommen widerlegt zu haben. Es muß aber demgegenüber betont werden, daß es sich hier um eine Gruppe von Erzlagerstätten handelt, denen Sandberger selbst eine besondere Ausnahmestellung zuweist. Er schreibt über Sulphur Bank (l. c. p. 161 und 162): „Hier bildet sich unzweifelhaft noch eine Erzlagerstätte durch Absatz von Kieselsäure und Zinnober aus einer heißen alkalischen Schwefelquelle, welche irgendwo in der Tiefe Schwefelquecksilber getroffen und gelöst hat." Und weiterhin: „Erwägt man, welche Metalle überhaupt unter Umständen, wie die oben geschilderten, d. h. aus Lösungen in heißen alkalischen Schwefelwässern abgesetzt werden können, so stellt sich die Zahl derselben als ungemein gering heraus, es könnte sich außer Quecksilber nur noch um Gold, Zinn, Wismut, Arsen und Antimon handeln, alle anderen sind ausgeschlossen." Und endlich: „Wenn auch schwefelfreie heiße Quellen Metalle in der nächsten Umgebung ihrer Wasserwege absetzten, so müßte das bei den ungemein zahlreichen Fassungsarbeiten doch irgendwo einmal sicher beobachtet worden sein. Allein das ist nicht der Fall." — In dem letzten Satze spricht also Sandberger selbst für die schwefelhaltigen Quellen die Möglichkeit des Metallabsatzes in den Spalten aus und leugnet sie nur für die große Gesamtheit der übrigen Quellen.

Zweitens aber muß hervorgehoben werden, daß, wie auch Beck zugibt, die metallischen Spaltenabsätze der genannten Gruppe nur minimale sind.

Tatsächlich muß sich auch der unbefangene Beobachter a priori sagen, daß im allgemeinen die großen Erzmengen auf Gängen unmöglich den geringen Beimengungen aufsteigender Thermalwässer ihre Entstehung verdanken können; und wenn man nun noch hinzunimmt, daß die Anhänger der Thermaltheorie auch die Riesenmetallmengen der metasomatischen Lagerstätten und der Kieslagerstätten auf dieselbe Weise erklären wollen, so tritt die Unmöglichkeit dieser Annahme in völliger Deutlichkeit vor Augen. Man wird vielmehr anzunehmen haben, daß diese Metallmengen ursprünglich durch Schmelzflüsse und die in letzteren eingeschlossenen Dämpfe emporgeführt wurden, während dem Wasser eine wesentlich abtragende Rolle zukommt. In diesem Sinne wird man nur die magmatischen Ausscheidungen und die Kontaktlagerstätten als anogen, alle übrigen Gruppen aber im wesentlichen als katogen zu bezeichnen haben. Selbst bei gewissen Gangvorkommen, die sich zum Teil heute noch vor unseren Augen

scheinbar anogen bilden, wird man eine ursprünglich katogene Auslaugungsphase des Nebengesteines anzunehmen haben.

Betrachten wir nun zum Schlusse noch kurz die schichtigen Lagerstätten. Während Beck nur schichtige oxydische Eisen- und Manganerzlagerstätten als syngenetisch gelten lassen will, und die übrigen der Form nach hierhergehörigen Vorkommen als „epigenetische Erzlager“ beschreibt, unterscheidet Bergeat unter den syngenetisch-schichtigen Lagerstätten: I. Schichtige Lagerstätten oxydischer Erze (Eisen- und Manganerze), II. schichtige Lagerstätten sulfidischer Erze, und er teilt letztere wiederum in folgende sechs Unterabteilungen ein: 1. die eigentlichen Fahlbänder (im engeren Sinne), 2. die Kies-Blende-Bleiglanzlager, 3. die goldführenden Kiesfahlbänder, 4. die Kupferschiefer und verwandte Lagerstätten, 5. die blei-kupfer- und silbererzführenden Sandsteine, 6. die kupferführenden Tuffe. Es mag vielleicht richtig sein, daß, wie Beyschlag-Krusch-Vogt behaupten, nicht alle schichtigen Lagerstätten sulfidischer Erze als syngenetisch anzusprechen sind. Eines aber ist mit Sicherheit zu sagen: das heute sich geltend machende Bestreben, diese ganze Gruppe für rundweg epigenetisch zu erklären, ist ganz entschieden abzulehnen. Selbstverständlich steht diese Tendenz, möglichst viele schichtige Lagerstätten als epigenetisch aufzufassen, mit der übertriebenen Anwendung der Aszensionstheorie in engstem Zusammenhange, denn die aufsteigenden Quellen müssen natürlich das Nebengestein erst später infiltriert haben, und tatsächlich läßt sich auch, insbesondere in den letzten zehn Jahren, seitdem die juvenilen Quellen von Eduard Suess wie ein Zauberwort wirkten, die übertriebene Hinneigung zu epigenetischer Auffasssung ganz besonders stark konstatieren.

Es ist demgegenüber als sehr vorteilhaft zu betrachten, daß hervorragende Erzlagerstättenforscher zur Vorsicht und Einsicht mahnen. An ihrer Spitze ist Friedrich Klockmann zu nennen. Namentlich zwei seiner Arbeiten verdienen in dieser Hinsicht Erwähnung. Die eine lautet: „Über das Auftreten und die Entstehung der südspanischen Kieslagerstätten“ (Zeitschr. f. prakt. Geol. **10**. 1902. p. 113), worin er als Resultat seiner jahrelangen Studien dieser Vorkommen zu folgendem Ergebnisse gelangt: „Die Kieslager sind konkretionäre Ausscheidungen innerhalb eines mit den chemischen Elementen des Pyrits geschwängerten plastischen Tonschieferschlammes.“ Und weiterhin: „Die Kieslagerstätten Spaniens sind das ins Große übertragen, was man im kleinen am Mansfelder Kupferschiefer mit seinen kurzen Schmitzen und Hieken von derben Erzen auf den Schichtfugen sieht; sie sind genetisch verwandt mit den Knottenerzen von Commern und Mechernich, mit den Feuersteinausscheidungen in der Schreibkreide, mit den Raseneisensteinausscheidungen in quartären Sanden etc.“ Und endlich:

„Der Vorgang der konkretionären Ausscheidung aus Sedimentgesteinen verdient für die Lagerstättenlehre eine größere Würdigung, als ihm bisher zuteil geworden ist. Für die Schichtgesteine entspricht er in mancher Hinsicht dem, was man bei Massengesteinen magmatische Konzentration genannt hat.“ Der zweite wichtige Aufsatz von Klockmann lautet: „Über kontaktmetamorphe Magnetitlagerstätten, ihre Bildung und systematische Stellung“ (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12.** 1904. p. 73). Klockmann vertritt und beweist hier die Anschauung, daß das Eisen der kontaktmetamorphen Magnetitlager nirgends aus dem Eruptivgestein stamme, also nicht pneumatolytischen Ursprunges sei, sondern daß es überall bereits in Form von Carbonaten und Oxyden im Sediment vorhanden gewesen sei und durch die Kontaktwirkung lediglich die Umwandlung in Sesquioxyd erfahren habe. Von besonderer Bedeutung sind aber folgende Sätze in der Einleitung dieses Aufsatzes, die meiner Ansicht nach den Nagel auf den Kopf treffen: „Nicht minder offenbart sich ein Bestreben, bei jeglichen, auch nicht-gangförmigen Lagerstätten einer nachträglichen Einschaltung des Erzkörpers, einer sogenannten epigenetischen Bildung, das Wort zu reden. In der Verfolgung und Überbietung solcher Anschauungen, für die doch seit den Zeiten Elie de Beaumont's, Daubrée's und Kjerulf's der Schatz von neuen schöpferischen Ideen und unantastbaren Feststellungen sich gar nicht so sehr vermehrt hat, herrscht unter den Montangeologen beiderseits des Ozeans ein lebhafter Wettstreit.“

Es würde zu weit führen, all die Autoren zu nennen, die wie Klockmann für eine syngenetische Auffassungsweise der schichtigen Lagerstätten sulfidischer Erze eingetreten sind. Zum Schlusse aber muß noch auf eine höchst bedeutsame Veröffentlichung von Bruno Doss (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20.** 1912. p. 453) hingewiesen werden: „Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid, und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten.“ Doss faßt die Kieslager, wie auch Canaval (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. p. 181) als ursprüngliche Gelbildungen auf. Seine Untersuchungen am Melnikowit führen ihn zu dem unzweifelhaften Schlusse, daß wir es bei den schichtigen Kieslagern in einer großen Anzahl gut studierter Fälle mit normalen sedimentären Bildungen zu tun haben und nicht mit Magmaspaltungen und Ausfüllungen schichtiger Hohlräume, *auch nicht mit einer nachträglichen Vererzung von Schiefern vermittels einer Imprägnation durch Erzlösungen von Gangspalten aus.* Und er fährt fort: „Wenn wir im vorstehenden entschieden für die syngenetische Natur der Kieslager eingetreten sind, so bedeutet es nur einen Schritt weiter, wenn wir die gleiche Entstehungsweise auch für den Pyrit der goldführenden Sandsteine und Konglomerate des Witwatersrandes annehmen.“ Ebenso tritt er bei dem Mansfelder Kupferschiefer, sowie bei der tertiären Kupferlagerstätte von Na-Ukat in Turkestan

für syngenetische Auffassung ein: „Die bisherigen Darlegungen leiten zu Erwägungen über die Genesis schichtiger Erzlagerstätten über, in denen der Pyrit nur eine untergeordnete oder auch gar keine Rolle spielt. Ich denke da vor allem an die permischen Kupferschiefer."

Der Aufsatz schließt mit folgenden Worten: „Ich gebe dem Wunsche Ausdruck, daß man in Zukunft bei der Beurteilung dessen, ob ein Erzlager syngenetisch oder epigenetisch ist, in stärkerem Maße, als dies teilweise in jüngster Zeit geschehen, diejenigen Prozesse zu Rate ziehe, die in der Gegenwart zweifellos syngenetische Erzprodukte liefern, und daß man der in Mode stehenden Epigenese bei vielen schichtigen Lagerstätten mit einer tüchtigen Portion Skepsis begegnen möge."

Soweit Doss. Ich selbst stimme diesen Ausführungen bei, und füge noch hinzu, daß man vor allem der Aszensionstheorie, als deren Folge erst die epigenetische Auffassungsweise anzusprechen ist, mit der gebührenden Kritik entgegentreten soll.

Breslau, im Juli 1914.

Über die Tektonik von Lugano.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von **Otto Seitz**, Heidelberg.

In den Sommerferien 1912 und 1913 habe ich mich mit einer genaueren Untersuchung der von Bistram[1] kartierten Luganer Hauptverwerfung beschäftigt. Da die Veröffentlichung meiner Arbeit noch einige Zeit beanspruchen wird, erscheint es mir angebracht, schon jetzt einige Ergebnisse bekannt zu geben.

Obwohl die Untersuchung von Bistram einen ganz bedeutenden Fortschritt gegenüber der älteren Kartierung darstellt und obwohl auch Repossi[2] dankenswerte Beiträge zur Aufklärung des geologischen Baues der Luganer Alpen geliefert hat, vermochten sie doch keine befriedigende Erklärung zu bringen für das auffallendste Merkmal des Seengebirges, für das Zusammentreffen von sehr starker Senkung und starker Faltung. Es war meine Aufgabe, einer Lösung dieser Frage näher zu treten, und zwar ver-

[1] A. v. Bistram, „Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen." Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 13. 1913. p. 1.

[2] E. Repossi, „Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio." Atti Soc. Ital. di Sc. nat. Milano 1902. p. 129.

suchte ich auch durch Berücksichtigung der Harnische neue Aufschlüsse zu erhalten. Ich bediente mich dabei einer ähnlichen Methode, wie sie Lind [1], Dinu [2] und Engstler [3] bei ihren Arbeiten über die oberrheinischen Randgebirge angewendet haben [4]. Leider mußte ich während der Feldaufnahme eine Enttäuschung erleben. Harnische von so bedeutendem Ausmaß der Bewegung, wie sie Alb. Heim [5] zur Erklärung der Tektonik des Säntisgebirges heranziehen konnte, waren in meinem Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Mein Beobachtungsmaterial umfaßt daher nur Harnische mit einem Ausmaß der Bewegung von nur wenigen Zentimetern im Einzelfalle. Doch ließen sich auch damit — wie mir scheint — einige allgemein interessante Ergebnisse erzielen.

Außerdem gelang es mir, einige neue Beobachtungen im Verlaufe der Störungslinien zu machen, besonders auch an jener Stelle, wo Längs- und Quersprung im Norden von Lugano zusammentreffen. Nicht weit von dieser Stelle entfernt — im Osten von Cadro — hat Bistram eine in den kristallinen Schiefern gewissermaßen isolierte Scholle von Muschelkalk eingetragen. Aus dem Profil, das er durch jene Scholle hindurchlegt, geht hervor, daß seiner Ansicht nach der Muschelkalk direkt über den kristallinen Schiefern unter Ausschaltung des Verrucano zum Absatz gelangt sei. Dies trifft keineswegs zu. Vielmehr zeigt das NS-Profil jener Scholle eine verblüffende Übereinstimmung mit dem von Harada [6] am Ostufer des Lago Maggiore bei Luino gezeichneten. Der erste Eindruck, den diese große Ähnlichkeit der beiden Profile hinterläßt, ist der, daß es sich hier um eine Fortsetzung derselben Scholle handeln hönne, wobei man allerdings die Annahme machen müßte, daß die einzelnen Teile dieser Scholle an Blattverschiebungen verschieden weit nach Süden gerückt wären. Sichere Beweise sind indessen für diese Auffassung noch nicht zu erbringen. Nebenbei möchte ich bemerken, daß diese beiden Profile auch eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Profil besitzen, daß

---

[1] J. G. Lind, „Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz des Gebirges bei Heidelberg." Verhandl. d. Naturhist.-med. Vereins zu Heidelberg. N. F. **11**. H. 1. 1910. p. 7.

[2] J. Dinu, (der gleiche Titel wie 3, abgekürzt) „. . . . im östlichen Pfälzerwald (Haardt)." Verh. d. Nat.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. **11**. 3. Heft. 1912. p. 238.

[3] B. Engstler, „. . . . . in den östlichen Mittelvogesen." Verh. d. Nat.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. **12**. 3. Heft. 1913. p. 372.

[4] Kurze Zusammenfassung über den Aufbau des Seengebirges bei Frech, Gebirgsbau der Alpen. Tscherm. Mitt. 1908. p. 275—276.

[5] Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. **16**. 19C5.

[6] Harada, „Das Luganer Eruptivgebiet." N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. II. 1882. p. 1.

B. G. ESCHER[1] erst vor kurzem von dem Monte San-Salvatore veröffentlicht hat.

Die normale Aufeinanderfolge von kristallinen Schiefern, Verrucano, Muschelkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit kannte man bisher an der Längsverwerfung nur von einer Stelle: am Ufer des Comer Sees im Norden von Menaggio. Es gelang mir, noch zwei andere Punkte aufzufinden — im Norden der Fojorina-Gruppe und im Norden der Denti della Vecchia —, bei denen der gleiche Zusammenhang der Schichten gewahrt bleibt, wenn auch einzelne Stufen stark ausgequetscht erscheinen. Daraus scheint mir hervorzugehen, daß die Längsverwerfung in ihrem ersten Stadium als Flexur angelegt war und daß erst bei weiterer Senkung teilweise ein Zerreißen der Schichten eingetreten ist. Die Sprunghöhe der Absenkung beträgt über 2000 m.

An drei Punkten des N—S verlaufenden Querbruches konnte ein östliches Einfallen von ca. 70° beobachtet werden. Es ist daher die Annahme berechtigt, daß der Quersprung in seinem gesamten Verlauf östliches Einfallen besitzt, also den Charakter einer echten Verwerfung trägt.

Die Wirkung des horizontalen Schubes ist in den steilen Überschiebungen und in den Faltenzügen zu erkennen, die sich z. T. bis in die Alta Brianza hinein verfolgen lassen und die in einem auffallenden Gegensatz zu der ganz bedeutenden vertikalen Absenkung der mesozoischen Sedimente gegenüber den kristallinen Schiefern stehen. Es drängt sich hier sofort die Frage auf: Konnte eine derart bedeutende Senkung gleichzeitig mit der Faltung erfolgen? Eine Beantwortung dieser Frage hängt natürlich von den hypothetischen und theoretischen Voraussetzungen ab, von denen man ausgeht. Vielleicht kommt man der Wirklichkeit am nächsten, wenn man folgende Erklärung gibt: Senkung und Faltung fanden zu verschiedenen Zeiten statt. Zuerst erfolgte die Absenkung an einer Flexur im Norden und an einer Verwerfung im Westen; dann begann die Faltung. Eine genauere Begründung dieser Auffassung fällt über den Rahmen einer vorläufigen Mitteilung hinaus.

Es liegt mir fern, diese Auffassung ohne weiteres zu verallgemeinern und auf die ganzen Südalpen auszudehnen. Es muß vielmehr die Aufgabe der weiteren Forschung bleiben, die aus einem beschränkten Gebiet heraus gewonnene Erklärung zu prüfen.

Ein zweiter Teil meiner Untersuchungen war den Harnischen gewidmet. Eine schematische Darstellung erreichte ich mittels der stereographischen Projektion. Unter Verwendung des WULFFschen Netzes können sämtliche Daten eines Harnisches in jeder

[1] B. G. ESCHER, „Geologie und Petrographie der San-Salvatore-Halbinsel bei Lugano." Eclogae geologicae helveticae. 12. 1913. p. 722.

beliebigen Lage aus drei gegebenen Größen mechanisch errechnet werden. Bei der Faltung erfolgten die Harnischverschiebungen längs den Schichtflächen genau wie bei dem seitlichen Zusammenschieben eines Bündels Blätter, d. h. die Schichten des Muldenkernes schieben sich immer eine über der andern über die äußeren Schichten hinaus. Diese Tatsache ist ja bereits von Albert Heim und neuerdings von K. Andrée erkannt worden. Doch fehlte bisher der genaue Beweis, der nur durch Beobachtung des relativen Bewegungssinnes an vielen Harnischen zu erbringen war. Die zahlreichen Steinbrüche und Straßeneinschnitte am Monte Bré lieferten hierzu die nötigen Aufschlüsse. Diese mikrotektonischen Bewegungen — wenn ich so sagen darf — sind noch viel komplizierter, als man erwarten sollte. Zahlreiche Harnische, die als Verwerfungen und Überschiebungen ausgebildet sind, zerschneiden die Schichten und scheinen die Falten in ein Haufwerk von Blöcken aufzulösen. Es ist ein Ding der Unmöglichkeit, diese Verschiebungen ohne jede erklärende Zeichnung in einer vorläufigen Mitteilung beschreiben zu wollen.

Richtigstellungen zu L. Kober's Angaben über das Paläozoicum von Graz.

Von **Franz Heritsch** in Graz.

Die Auseinandersetzungen Kober's über den Deckenbau der östlichen Nordalpen (Denkschriften d. Kais. Akademie der Wissenschaften in Wien. 88. 1912) zeichnen sich dadurch aus, daß sie jeder genaueren Auseinandersetzung über zu mindestens strittige Fragen ausweichen; besonders fordern seine Angaben über das Paläozoicum von Graz zum Widerspruch heraus; daher mögen im folgenden einige Richtigstellungen gegeben werden. Wer Kober's Ausführungen durchsieht, wird den Eindruck bekommen, daß die enragiertesten Anhänger der „mechanischen Freibeuterlust der Deckentheorie“ eine eigene, für die vorgebrachten Ausführungen Stimmung machende und einnehmende Schreibweise — Deckenstil — haben.

Kober's Ausführungen über das Paläozoicum von Graz zeigen ein sehr geringes Maß von Exaktheit; wirklich detaillierte Angaben, die ein Nachprüfen gestatten würden, fehlen durchaus. Bemerkenswert sind die beiden Profile Kober's (p. 352, 353), welche außer dem Namen Wolfseck und der Himmelsrichtung keine Bezeichnung tragen; jeder Größenmaßstab fehlt; sie sind, da sie weder im Terrain nachprüfbar sind, noch eine Nebenstellung zu anderen Profilen (infolge des fehlenden Maßstabes und der fehlenden Lokalbezeichnungen!) erlauben, wertlos. Nun zu den Profilen

selbst! Kober legt durch die Profile den Überschiebungskontakt zwischen unterer und oberer Grauwackendecke, d. i. also zwischen ober- und unterostalpin [1]. In den Profilen unterscheiden sich die beiden Serien aber gar nicht; denn in den Quarziten (oberostalpin) treten Grünschiefer auf, d. h. ein Glied, das für die tieferen Stufen des Paläozoicums von Graz, d. i. im Sinne Kober's unterostalpin, charakteristisch ist. — Zum zweiten ist zu bemerken, daß es im „Oberostalpinen", d. h. im Unterdevon von Graz keine Quarzite gibt, wie ich schon längst angegeben habe [2], sondern daß es ausnahmslos Sandsteine sind. Ferner treten, was man natürlich auf kurzen Orientierungstouren nicht feststellen kann, in sehr tiefen Niveaus Sandsteine auf, die ich, über Schöckelkalken liegend, auf viele Kilometer im Streichen verfolgt habe; das sind sozusagen Sandsteine an der Basis der Semriacher Schiefer. — Die Koberschen Profile durch das Wolfseck können daher als normale Serie von Sedimenten angesehen werden, denn jede Notwendigkeit, in dem „Quarzit" eine Schubmasse zu sehen, entfällt. Und wenn der Sandstein auch unterdevonisch ist, so ist noch immer kein Beweis eines Deckenkontaktes erbracht, denn das Durchlegen eines anomalen Kontaktes ist nur die Forderung einer Hypothese, deren Richtigkeit oder Anwendbarkeit für diesen Fall erst nachzuweisen wäre.

Kober stellt (p. 352) den Schöckelkalk, der nach ihm nicht mehr Schichtung zeigt, dem Hochlantschkalke, der eine ausgesprochene Schichtung hat, gegenüber. — Gerade das Gegenteil ist der Fall! Der Hochlantschkalk ist auf viele Quadratkilometer oft ganz ungeschichtet, und im typischen Hochlantschkalke fehlen die Schichtungen überhaupt. Der Schöckelkalk zeigt aber meistens die beste Schichtung, nicht nur dort, wo schieferige Einlagerungen oder Sandstein in ihm auftreten [3]. Über die mangelhafte Schichtung des Hochlantschkalkes wäre bei mehreren Autoren Belehrung zu finden gewesen, so z. B. beschreibt ihn Vacek mit folgenden Worten: „Es ist ein lichtgrauer, dichter, schlecht geschichteter Kalk . . ." [4].

Dem Schöckelkalk schreibt Kober „im großen den Bau einer unter hoher Belastung erzwungenen, gegen Norden gerichteten liegenden Falte" zu (p. 352). Ich bedaure, diesen Scharfblick nicht zu besitzen und keine liegenden Falten sehen zu können. Von Frohnleiten gibt Kober eine liegende Falte an. Ich habe

[1] Über die Bedeutung dieser Termini siehe F. Heritsch, Geol. Rundschau. 5. 1914. p. 285 ff.

[2] Dies. Centralbl. 1911. p. 769.

[3] Kober meint, daß man die Pressungsrichtung der Kalke früher für Schichtung gehalten hat. Das wird derjenige, der die feinen Einlagerungen in den Schöckelkalken kennt, auch heute noch tun.

[4] Verh. d. geol. Reichsanstalt. 1891. p. 49.

diese Falte, die überdies nur eine verkehrte S-Falte und keine liegende Falte ist[1], schon viel früher beschrieben[2], was KOBER die richtige Einschätzung der „Faltungserscheinungen bei Frohnleiten" erleichtern hätte können.

KOBER gibt an, daß der Clymenienkalk von Steinbergen auf Obersilur liegt, was ganz neu ist, denn alle Autoren haben bisher durch Lokalaugenschein festgestellt, daß der Clymenienkalk von Steinbergen auf der Dolomit-Sandsteinstufe liegt; darüber hätte KOBER bei VACEK[3] und anderen Autoren Belehrung finden können. Das dem Oberdevon von Steinbergen zunächst gelegene Vorkommen von Obersilur liegt ca. 5 km entfernt! Zweifellos liegt bei KOBER eine Verwechslung vor; denn am Eichkogel bei Rein liegt Clymenienkalk der Kalkschieferstufe (welche hier allerdings nach KOBER Carbon sein müßte, da sie Grünschiefer enthält) benachbart. Dieses Beispiel fordert zum Protest gegen diese Art von Literaturbenützung heraus! Die Breccien, welche PENECKE als Einlagerungen in den tiefsten Partien des Clymenienkalkes vom Eichkogel bei Rein festgestellt hat, sind einfache Sedimentationsprodukte; denn die Transgression des Oberdevons erscheint mir nicht so merkwürdig wie Herrn KOBER, zumal die Clymenienkalke über Unterdevon liegen.

Das Vorkommen der von PENECKE kurz erwähnten und als fragliches Culm bezeichneten schwarzen Schiefer des Schloßwastelgrabens hat KOBER kurz erwähnt; vielleicht würde er auf diese Gesteine weniger Gewicht legen, wenn ihm seine Studien gezeigt hätten, daß sie auch im Horizont des *Heliolites Barrandi* (z. B. Pleschkogel) vorkommen. — KOBER sagt (p. 34), daß unter den Clymenienkalken von Rein die „tieferen Glieder des Devon ganz fehlen"; das ist falsch, denn unter den Clymenienkalken des Eichkogels liegen fossilführende Kalke mit *Favosites styriaca* (= Korallenkalk des Plabutsch) und Dolomite und Sandsteine des unteren Unterdevons. Die Mächtigkeit dieser Unterlage (Südseite des Eichkogels) beträgt ca. 250 m! Ferner erwähnt KOBER (p. 35) die roten, vielleicht gosauischen Konglomerate der Bärenschützklamm, die „auf dem Schöckelkalk aufliegen". Diese Behauptung wird durch die Festellung in das rechte Licht versetzt, daß man von

[1] Wenn es eine liegende Falte wäre. dann würde ihre Stirne nach Südosten schauen, also der Deckentektonik einen bösen Streich spielen.

[2] Mitteil. d. naturwiss. Vereins f. Steiermark. 1905. p. 217. Es wäre richtiger gewesen, wenn KOBER die Stelle angegeben hätte, an welcher die liegende Falte des Schöckel zu sehen ist oder vielmehr den Ort, wo er sie gesehen hat, als an zwei Stellen seiner Studie zu versichern, daß sie vorhanden ist. Gewiß wären alle Lokalkenner KOBER sehr dankbar für eine solche Angabe, welche den Schatz der tektonischen Phänomene in der Umgebung von Graz so außerordentlich vermehren würde.

[3] Verh. d. geol. Reichsanstalt. 1891. p. 48.

den Konglomeraten der Bärenschützklamm bis zum nächsten anstehenden Vorkommen von Schöckelkalk einige Kilometer zu gehen hat!

Kober führt zum Beweise, daß man das Paläozoicum von Graz in eine untere und obere Grauwackendecke zertrennen müsse, auch die Mächtigkeitsschwankungen an. Das angeführte Beispiel ist schlecht gewählt, denn Kober stellt die mehrere hundert Meter betragende Mächtigkeit des Schöckelkalkes am Schöckel den wenigen Metern desselben in der Breitenau gegenüber. Dabei vergißt Kober, daß mehr als 20 km Luftlinie zwischen den beiden Vorkommen liegen, daß natürlich vor der Faltung die Entfernung viel größer war. Es gäbe in der Gegend von Peggau—Frohnleiten (z. B. Peggauer Wand) andere Beispiele von Mächtigkeitsschwankungen im Schöckelkalk; aber auch diese gehen nicht über das Maß hinaus, das die Trias der Nordalpen bietet. — Es erscheint so die Erklärung von Mächtigkeitsschwankungen auf tektonischem Umwege zu komplizieren, eine undankbare Aufgabe zu sein. Ferner stellt Kober mit Unrecht die höhere Metamorphose der drei unteren Stufen des Paläozoicums von Graz dem Devon gegenüber; denn auch im Devon treten genau so metamorphe Phyllite auf wie im Liegenden; es sind derartige Schiefer im Gebiete des Geyerkogels und Bockkogels bei Straßgang zu nennen.

Das sei an Richtigstellungen gegeben. Es ist klar, daß eine auf eine solche anfechtbare Beweisführung gegründete Tektonik nicht nur nicht Vertrauen erweckend ist, sondern vielmehr zur Vorsicht den anderen Ausführungen gegenüber mahnt.

Coelurosaurier-Reste aus dem unteren Muschelkalk.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

Mit 2 Textfiguren.

Reste nicht mariner Wirbeltiere gehören im unteren Muschelkalk Deutschlands zu den größten Seltenheiten. Daher möge es dem Schreiber zugute gehalten werden, wenn er auf zwei nur unvollständige und nicht einmal ganz akkurat bestimmbare Knochen hinweist. Sie gehören dem Herrn Redakteur König in Heidelberg, der sie dem Schreiber in dankenswertester Weise zu diesem Zweck zur Verfügung stellte. Es sind beides Proximalenden von Femora. Das kleinere Stück (Fig. 1) stammt aus einem nicht genauer bekannten Horizont des unteren Muschelkalks von der Schattenmühle an der Straße nach Reiselfingen, Amt Bonndorf in Südost-Baden, das größere (Fig. 2) aus der Zone der *Homomya Albertii* im Zementbruch von Diedesheim bei Mosbach, Nord-Baden. Die Diaphyse des längeren der Exemplare ist durch Gebirgsdruck flachgedrückt,

aber an der oberen Hälfte und an dem anderen Stück erkennt man, daß der Querschnitt des Knochens langoval, dieser also von stark komprimierter Gestalt war. Das Proximalende ist nur wenig dicker und verbreitert sich medialwärts zu einem vorragenden Caput. Die proximale Endfläche ist von wülstigen Rändern eingesäumt; sie ist von medial nach lateral zu einer konvexen Wölbung gekrümmt, deren höchster Punkt der lateralen Ecke näher liegt als der medialen. Von den Längsseiten der Diaphyse ist

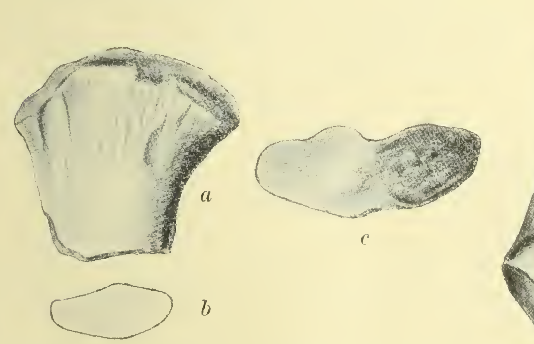


Fig. 1. Proximalende eines rechten Coelurosaurier-Femur. *a* von vorn, *b* Querschnitt an der Bruchfläche, *c* proximale Fläche. 1 : 2. Schattenmühle, Amt Bonndorf.

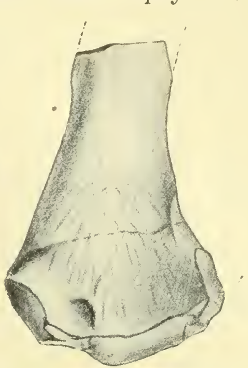


Fig. 2. Proximalende eines rechten *Coelurosaurus*-Femur von hinten. 1 : 2. Diedesheim bei Mosbach.

die eine stärker gewölbt als die andere, erstere halte ich für die vordere (resp. obere). Danach wären beides rechte Femora. Dem längeren der beiden Stücke fehlt die äußerste mediale Ecke des Caput. Die Maße sind folgende:

	Kleines Stück I	Größeres Stück II
	cm	cm
Proximale Breite (von der medialen zur lateralen Ecke)	6,0	5,7 [1]
Größte Dicke des Knochens am Proximalende	2,3	2,4
Breite des Knochens an der distalen Bruchfläche	3,4	—
Dicke „ „ „ „ „ „	1,5	—
Breite an der I entsprechenden Stelle	—	3,6
Dicke „ „ „ „ „	—	1,1
Breite des Knochens an der distalen Bruchfläche	—	2,5
Dicke „ „ „ „ „ „	—	1,1
Erhaltene Länge des Knochens	3,5	8,1

Die ganze Länge dieses Femur mag 25—30 cm betragen haben und wahrscheinlich war es stark gekrümmt. Die Wände

[1] aber wohl ursprünglich 6,3.

sind dünn und der Knochen war hohl. Das Femur erinnert mich am meisten an das von mir als *Procerosaurus cruralis* beschriebene[1] aus dem obersten Muschelkalk von Crailsheim, dem zwar das proximale Gelenkende fehlt. Auch sind die beiden neueren Funde wesentlich kleiner. Weder hier noch dort ist ein Trochanter erkennbar. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich in beiden Fällen um *Tanystrophaeus* handelt, aber um verschiedene Arten im oberen und unteren Muschelkalk. Jedenfalls gehören die beiden Femora aus dem unteren Muschelkalk keinem Saurischier aus der Verwandtschaft von *Thecodontosaurus* oder den Plateosauriden an, noch auch sind sie aus der *Teratosaurus*-Reihe. Auch mit Pseudo- und Parasuchiern hat dieses Femur nichts zu tun. Etwas mehr Ähnlichkeit wäre mit Krokodilen, die es aber in jener Zeit noch nicht gibt. Außer mit *Procerosaurus* ist auch mit *Saltopus* aus der mittleren Trias von Elgin eine gewisse Ähnlichkeit zu konstatieren. Am besten scheint mir das Femur in die Coelurosaurier-Gruppe der Podokesauriden zu passen, wie ich sie kürzlich gefaßt habe; mit *Podokesaurus* selbst ist die Differenz zwar ziemlich stark. Das Tier war offenbar sehr leicht gebaut und erinnerte vermutlich in seiner Gestalt an *Saltopus.*

Wenn es sich auch nur um Fragmente handelt, so haben sie doch ein doppeltes Interesse; einmal sind Reste von Landtieren im unteren Muschelkalk große Seltenheiten, und dann sind die ältesten Coelurosaurier noch sehr wenig bekannt, so daß schon jedes kleine Stück einen geringen Beitrag zu ihrer Kenntnis liefert.

Miscellanea.

Herr Dr. L. Wulff in Parchim, durch seine vielfachen Kristallisationsversuche bekannt, teilt mit, daß er im Begriff steht, eine etwa 5 Bogen starke, wahrscheinlich nicht im Buchhandel erscheinende Abschlußarbeit unter dem Titel: Fragmente zur Theorie und Praxis der Kristalle, herauszugeben. Außer mit einigen kleinen Einzelnotizen beschäftigt sie sich kurz mit der Theorie der Kristallstruktur und der Kristallherstellung und mit den früheren Arbeiten des Verfassers, sodann mit der Ausnützung der Kristallographie und Kristallzucht im Unterricht, sowohl im Anschluß an Mathematik und Zeichnen, als an Mineralogie, Chemie und Physik, ferner ziemlich ausführlich mit der Zuckerkristallisation und endlich mit des Verfassers Versuchen mit Natronsalpeter zu optischen Zwecken. Es wird zur Subskription zum Höchstpreis von 2 Mk. (Selbstkosten) bei dem Herbarmaterialien-Verlag in Parchim in Mecklenburg aufgefordert.

[1] Geol. u. Pal. Abh. **10**, 1. 1902. p. 64. Taf. 9, 1. Ibidem **15**, 4. 1910. p. 25—30. (*Saltopus* und *Procerosaurus.*)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. November 19,553 1914 No. 22

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

4

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Über die Lublinit genannte, angeblich neue Modifikation des kohlensauren Kalkes.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Da bei der weiten Verbreitung des kohlensauren Kalkes das Auffinden einer neuen Modifikation von großem Interesse ist, wurde die kürzlich von Rich. Lang [1] als „Lublinit" beschriebene Kalkmilch einer Untersuchung unterworfen.

Die Probe stammte von Adamstal bei Brünn [2] und ist eine der von R. Lang beschriebenen ähnliche feinerdige, weiße, hie und da etwas bräunliche Masse, die nach mikroskopischer Untersuchung aus zusammengeflockten, sehr feinen Nädelchen besteht, zwischen welchen ziemlich reichlich etwas größere farblose Nädelchen und spärlich Reste organischer Substanz (anscheinend Pflanzengewebsteile, Härchen und Pollenkörner) liegen. Die größeren und kleineren Nädelchen scheinen nicht verschieden, alle sind doppelbrechend, die Interferenzfarbe meist weiß I. Ordnung, im Maximum blau II. Ordnung (was bei der Annahme, es liege Kalkspat vor, einer Dicke $>$ 1 bis 3 μ entsprechen würde).

Die Umrisse der feinen Nädelchen sind meist scharf geradlinig, die der dickeren öfter etwas unregelmäßig wellig, auch sind sie am einen Ende etwas tubenartig erweitert, am andern Ende spitz auslaufend oder unregelmäßig abgebrochen. Außerdem finden sich aber annähernd fadenförmige, unregelmäßig krumme, auch scheint zuweilen ein Kanal oder eine Rinne in ihnen zu verlaufen, die sich auch in einer Erniedrigung der Interferenzfarbe bemerklich macht, ebenso feine, dem Umriß parallel laufende schwach konvergierende Streifen. Wälzt man die feinen Gebilde zwischen Objekt- und Deckglas, so scheint es, daß sie nicht zylindrisch oder schwach konisch, sondern dünntafelig sind, indessen ist das nicht sicher zu erkennen.

Die Nädelchen sind ausnahmslos optisch einheitlich, die Auslöschung erfolgt unter wechselndem Winkel zur Längsrichtung, meist etwa 30—40^{0}, der optische Charakter dieser Richtung scheint zu schwanken [3]. Im konvergenten Licht gelang es nur einmal, ein

---

[1] R. Lang, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVIII. p. 121. 1914.

[2] v. Zepharovich, Lexikon I, p. 38, gibt an, daß dort in einer Höhle Kalksinter vorkommen.

[3] R. Lang gibt an einen Winkel von 0—45 bei negativem Charakter.

Interferenzbild zu erhalten, es zeigt optische Einachsigkeit oder schwache Zweiachsigkeit, der Charakter der Doppelbrechung ist nicht sicher zu erkennen. Die Brechung war für den einen Strahl deutlich höher, für den andern z. T. wenig niedriger als Canadabalsam.

Für die Entstehung dieser Gebilde besonders bezeichnend scheint mir, daß die oben erwähnten krummlinigen, wie gebogen aussehenden Fädchen gleichwohl einheitlich, d. h. an allen Stellen gleichzeitig auslöschen, denn daraus geht hervor, daß ihre Form ihrer Kristallstruktur nicht entspricht, daß also, da diese Form bei ihrer Regelmäßigkeit und Konstanz kaum eine Lösungsform sein kann, wahrscheinlich Pseudomorphosen vorliegen.

Längere Zeit auf 430^0 erwärmt, bleiben die Nädelchen unverändert, speziell zeigt sich kein Zerfall in optisch verschieden orientierte Körnchen[1], es ist also nicht wahrscheinlich, daß sie Aragonit oder eine andere, noch weniger beständige Modifikation von $CaCO_3$ sind. Beim Erhitzen auf dunkle Rotglut verlieren die Fädchen ihre Doppelbrechung und liefern bei Zusatz von Wasser große (anscheinend rhombische) Blättchen von $Ca(OH)_2$, aus denen beim längeren Stehen an der Luft zierliche Rhomboeder von Kalkspat hervorgehen.

Die Hauptmasse der Kalkmilch löst sich unter Brausen in verdünnter Essigsäure, es bleibt neben den oben erwähnten organischen Resten eine nur geringe Menge flockig-schleimigen Rückstandes, dieser enthält indessen noch eine relativ große Menge kurzer feiner Fädchen von ganz demselben Aussehen wie die oben beschriebenen, aber noch feiner. Auch optisch weichen diese nicht merklich von jenen ab, speziell löschen auch hier krummlinige doch einheitlich aus. Auch bei wiederholtem Zusatz von konzentrierter Essigsäure lösen sich diese Fädchen nicht auf und durch ihre große Zahl erscheinen die schleimigen Flöckchen, wenn man so Kleines mit Großem vergleichen darf, zwischen gekreuzten Nicols wie Sternnebel. Läßt man dann aber etwas verdünnte Salzsäure zutreten, so verschwinden die Nädelchen unter Gasentwicklung und in den Flöckchen markiert sich die Grenze, bis zu der die Säure vorgedrungen ist, durch völlige Dunkelheit zwischen gekreuzten Nicols. Danach ist anzunehmen, daß diese feinen Nädelchen Dolomit (oder Magnesit) sind, deren gesondertes Auftreten bei der geringen Mischbarkeit von $CaCO_3$ und $MgCO_3$ nicht weiter auffallend ist.

Nach allen diesen Beobachtungen scheint mir keine Veranlassung zu sein, die hier untersuchten Gebilde für eine neue Modifikation von $CaCO_3$ zu halten. Wären es Kriställchen, so

[1] Wie z. B. bei der Eisenblüte (Aragonit) von Eisenerz.

müßte man doch wohl einen bestimmten Habitus und damit auch eine bestimmte Orientierung der Auslöschungsrichtung zum Umriß erwarten[1] und vor allem sollte dann in den krummen Fädchen die Auslöschung der Krümmung folgen. Da beides nicht der Fall ist, liegen wahrscheinlich Pseudomorphosen vor, nicht nach andern Kristallen (speziell nicht nach Aragonit), sondern vermutlich nach organischen Resten. Dafür spricht auch die tubenartige Erweiterung mancher, die feine, nicht parallele Riefung und die Begleitung durch (? hohle) Fasern ähnlicher Form, die aber (wie meines Wissens alle solche organischen Fasern etc.) parallel ihrer Längsrichtung auslöschen (wo sie gebogen sind, parallel der Tangente an die Krümmung), vielleicht handelt es sich um Füllungen solcher hohler Härchen, wobei letztere selbst nur selten erhalten sind.

Hinzu kommt, daß man bei Annahme einer neuen Modifikation von $CaCO_3$ auch die Existenz einer ganz ähnlichen neuen für die in Essigsäure nicht löslichen Teile der Kalkmilch ($MgCO_3 \cdot CaCO_3$ oder $MgCO_3$) zugeben müßte.

Es wurden noch Versuche angestellt, an den feinen Härchen durch Zerreiben Spaltrisse und Zwillingslamellen hervorzurufen, indessen nicht mit sicherem Erfolg. Das spricht indessen nicht gegen Kalkspat, denn letztere entstehen nur bei scheerenden Kräften, die natürlich an so kleinen Gebilden nicht leicht anzubringen sind, und beide sind auch an ähnlich fein verteiltem gequetschtem Kalkspat nicht mit Sicherheit zu erkennen.

Über normalsymmetrische Amphibole aus Niederländisch Ost-Indien.

Von **H. A. Brouwer** in Batavia.

Die seltenen Amphibole mit normalsymmetrischer Ebene der optischen Achsen sind mir von drei verschiedenen Inseln des Archipels bekannt geworden (Moa, Leti und Celebes). Sie treten alle in dynamometamorphen Gesteinen auf und zeigen blaue bis violette Absorptionsfarben. Manchmal treten sie in zonaren Kristallen zusammen mit Amphibolen mit symmetrischer Lage der optischen Achsenebene auf, beide sind dann durch Übergänge miteinander verbunden.

Moa.

In Quarzepidotchloritschiefern, welche von mir in 1911, während Prof. Dr. G. A. F. Molengraaff's Timor-Expedition, am Gunung Tiomissa gesammelt wurden, kommt ein crossitischer

[1] Durch das Fehlen der letzteren wird die Bestimmung als „monoklin" illusorisch.

Amphibol vor mit kleinerem Achsenwinkel und kleinerer Auslöschungsschiefe wie die der meist verbreiteten Crossite.

Die dichten bis sehr feinkörnigen Gesteine zeigen makroskopisch einige, bis 2 cm lange aber meistens viel kürzere Mandeln, die stark in die Schieferrichtung des Gesteins verlängert sind. Das feinkörnige Gemenge hat graue Farbe mit ebenfalls in eine Richtung verlängerte dunkle und helle, meist gelbliche Flecke, weil einige Quarzkriställchen oder Aggregate von Quarzkörnern schon makroskopisch erkannt werden. U. d. M. sieht man ein Gemenge von farblosen Mineralien mit viel Epidot und Zoisit, ziemlich viel Erz und weniger Chlorit, Sericit und Amphibol.

Die größeren Mandeln bestehen hauptsächlich aus Calcit (oft mit polysynthetischer Zwillingsbildung), begleitet von Quarz und Mineralien der Epidotgruppe. Bisweilen ist der Quarz hauptsächlich beschränkt auf die Randzone und der Calcit hauptsächlich auf die inneren Teile der Mandelfüllung. Aggregate von Quarzkörnern füllen für sich allein zahlreiche verlängerte Teile im Gestein, oft wird der Quarz aber begleitet von Epidot und Zoisit, von denen die makroskopisch gelbe Farbe herrührt; ausnahmsweise kommt neben diesen Mineralien auch Feldspat vor.

Der Quarz bildet auch größere, einsprenglingähnliche Kristalle mit undulöser Auslöschung, die im Gegensatz zu den hierunter zu erwähnenden Plagioklasen einschlußfrei sind; wohl dringt das feinkörnige Gemenge bisweilen in die Quarzkristalle ein oder isolierte Partien werden umschlossen. In dem feinkörnigen Gemenge der farblosen Mineralien wurden polysynthetische Zwillinge nur ausnahmsweise wahrgenommen und gewiß besteht es hauptsächlich aus Quarz. Deutlich polysynthetisch verzwillingte Porphyroblaste ohne kristallographische Begrenzung sind ziemlich zahlreich, sie schließen zahlreiche Epidot- und Zoisitkriställchen, Sericitblättchen und auch Quarz ein. In Schnitten, welche ungefähr senkrecht waren zur stumpfen negativen Bisektrix, wurde ein Auslöschungswinkel von 17^0 mit den Zwillingslamellen gemessen.

Die dunklen, in eine Richtung verlängerten Flecken bestehen hauptsächlich aus einem grünen Chloritaggregat, blauem Amphibol und in eine Richtung stark verlängerten Kristalle von Erz. Auch Quarz, Epidot und ausnahmsweise etwas Feldspat und grüner oder brauner Biotit kommen bisweilen neben den übrigen Gemengteilen vor. Wie in den helleren Flecken haben die Gemengteile hier viel größere Dimensionen wie in der Hauptmasse des Gesteins.

Der Amphibol ist stark pleochroitisch, Längsschnitte haben bald positiven, bald negativen optischen Charakter. Im letzten Falle sind die Schnitte nur wenig pleochroitisch mit dunkelblauer Absorptionsfarbe für die parallel zur Achse der größten Elastizität schwingenden Strahlen und dunkelblauer Farbe mit Stich ins Violett für die senkrecht dazu schwingenden Strahlen:

$\mathfrak{c}$	$\pm=$	$\mathfrak{b}$	$>$	$\mathfrak{a}$
dunkelblau mit Stich ins Violett		dunkel-blau		schwach grünlich-gelb bis fast farblos

Die spitze negative Bisektrix liegt in der Symmetrieebene, der Achsenwinkel $2E = \pm 100^{0}$, der Auslöschungswinkel $\mathfrak{b} : \mathfrak{c} = 18^{0}$.

Dieser Amphibol hat für die parallel der $\mathfrak{c}$-Achse schwingenden Strahlen eine weniger stark violette Absorptionsfarbe, wie die der normalen Crossite, und ihre Auslöschungsschiefe und optischer Achsenwinkel sind kleiner.

Leti.

In zum Teil amphibolitisierten diabasähnlichen Gesteinen aus einem Konglomerat beim Brunnen Priga Tiga, welche auch während Prof. Molengraaff's Expedition gesammelt wurden, sind crossitische Amphibole sehr zahlreich. In geringer Menge kommen zonar gebildete Kristalle vor, in denen aktinolithischer oder braungelber Amphibol durch Übergänge mit crossitischem Amphibol verbunden sind.

Die Gesteine sind makroskopisch einem frischen Diabas noch sehr ähnlich; u. d. M. sieht man größere Augitkristalle, die meist nur teilweise und bisweilen gar nicht verändert sind, in einem feinkörnigen Gemenge von verändertem Augit, viel Chlorit, frischem Feldspat, blauem Amphibol, grünem und wenig blauem Amphibol, Calcit, Ilmenit, Titanit (Leukoxen) und sehr wenig Apatit. Epidot und Calcit findet man hauptsächlich in den veränderten Augitkristallen. Der Titanit ist zum Teil als trüber Leukoxen an der Stelle von früheren Ilmenitkristallen angehäuft, zum Teil kommt er auch im Gestein zerstreut vor. Die Feldspäte sind meistens polysynthetisch verzwillingt und gehören zum Teil gewiß zu Albit, der Chlorit dringt in viele Feldspatkristalle ein, die auch oft einen Anfang von Sericitisierung zeigen.

Calcit, Epidot, Chlorit und Amphibol sind die Umwandlungsprodukte des Augits, es gibt teilweise Pseudomorphosen, die fast ausschließlich aus Calcit und solche, die nur aus Aktinolith bestehen.

Den crossitischen Amphibol findet man fast ausschließlich außerhalb der veränderten Augite im feinkörnigen Mineralgemenge zerstreut; nach Chlorit ist er der meist verbreitete Gemengteil des Gesteins. Die Schnitte senkrecht zur Prismenachse zeigen die stärkste Doppelbrechung und starken Pleochroismus von violett mit Stich ins Blau bis fast farblos. Die von blau bis fast farblos pleochroitischen Schnitte zeigen oft eine zonar wechselnde Auslöschungsschiefe, die maximale, ausnahmsweise gemessene Auslöschungsschiefe war 30^{0}, meistens ist sie aber viel kleiner (12 bis 14^{0}).

Der Pleochroismus mit

$\mathfrak{c}$	$>$	$\mathfrak{b}$	$>$	$\mathfrak{a}$
violett mit Stich ins Blau		blau		hellgrünlich bis fast farblos

unterscheidet sich von dem des normalsymmetrischen Amphiboles von Moa, weil die parallel der c-Achse schwingenden Strahlen violette Absorptionsfarben zeigen.

Sehr untergeordnet sind zonare Kristalle, in denen diese crossitischen Amphibole mit Amphibolen mit symmetrischer Lage der optischen Achsenebene durch Übergänge verbunden sind. Bald bilden aktinolithische Amphibole eine schmale Randzone um den Crossit, bald bildet der Crossit die Randzone um einen braungelben Amphibol. Im letztgenannten Falle wurde in Schnitten nach (010) in der äußersten Randzone eine Auslöschungsschiefe von 14° gemessen, die nach dem inneren Teil gleichmäßig abnahm bis 9° und dann im braungelben Amphibol wieder zunahm bis 17°. Die Übergangszone von der blauen nach der braunen Farbe ist sehr schmal und die Grenze zwischen beiden Amphibolarten verläuft unregelmäßig. Beide Amphibole haben in diesen Schnitten positive Längsrichtung und der Kernamphibol ist pleochroitisch von hell bräunlichgelb bis bräunlichgelb. In Schnitten nach (100) hat der crossitische negative, der zentrale Amphibol hat positive Längsrichtung, der letztere hat die dunklere bräunlichgelbe Farbe und ist fast nicht pleochroitisch.

Celebes.

Kristalline Schiefer, die sehr reich sind an normalsymmetrischen Amphibolen, wurden in 1909 gesammelt vom Oberbergingenieur J. de Koning Knyff am Ostabhang des Latimodjong-Gebirges, nahe dem Passe Linké Palappa, zwischen den zwei Gipfeln Sikollong und Kottok Sia, östlich von Roni (Doeri, Abteilung Paré-Paré).

U. d. M. zeigen sich diese Schiefer aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: unverzwillingter Albit, Quarz, Amphibol, Epidot und Zoisit, Muscovit, Chlorit und Titanomagnetit, der zum größten Teil in Leukoxen umgewandelt ist.

Die Amphibole haben zum allergrößten Teil normalsymmetrische Lage der optischen Achsenebene; in geringer Menge kommen auch glaukophanähnliche Amphibole vor, bisweilen findet man sie in zonaren Kristallen zusammen mit dem crossitischen Amphibol.

Der normalsymmetrische Amphibol ist pleochroitisch von blau nach violett mit schwachem Stich ins Blau in Schnitten, welche senkrecht zur scharfen negativen Bisektrix sind. Die optische Achsenebene liegt, wie in den oben beschriebenen normalsymmetrischen Amphibolen senkrecht zur Säulenrichtung, der optische Achsenwinkel ist wechselnd, aber immer viel kleiner, wie der der normalen Crossite. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten parallel (010) erreicht 14°, nur ausnahmsweise wurden größere Auslöschungsschiefen beobachtet in zonaren Kristallen, mit zunehmender Auslöschungsschiefe von den zentralen Teilen nach der Peripherie. Der Pleochroismus ist stark mit

𝔠	± =	𝔟	>	𝔞
violett		blau mit schwachem Stich ins Violett		hell grünlich-gelb bis farblos

Amphibole mit gleichartigen, etwas helleren Absorptionsfarben aber mit symmetrischer Lage der optischen Achsenebene findet man in geringen Mengen im Gestein; bisweilen sind sie in zonaren Kristallen mit den normalsymmetrischen Amphibolen durch Übergänge verbunden. In Schnitten, senkrecht zur spitzen negativen Bisektrix, mit sehr kleinem optischen Achsenwinkel für den Kernamphibol ($2\,E = 30^0$) und größerem Achsenwinkel für die Randzone ($2\,E = 80^0$), war die optische Achsenebene im zentralen Teil parallel zur, in der Randzone senkrecht zur Längsrichtung. Der Kernamphibol ist dem Glaukophan ähnlich, nur ist sein optischer Achsenwinkel kleiner und der Achsenwinkel des Randamphibols ist kleiner wie der des Crossits.

Aus den oben erwähnten optischen Eigenschaften, deren genauere Untersuchung ich mir vorbehalte, geht hervor, daß diese normalsymmetrischen Amphibole wahrscheinlich alle zu Glaukophan und Crossit intermediären Typen gehören[1]. In den zonaren Kristallen der Celebesgesteine ist eine Reihe dieser intermediären Typen im selben Kristall vereinigt und in einer Zone zwischen den normalsymmetrischen und den symmetrischen Amphibolen geht wahrscheinlich der optische Achsenwinkel durch den Nullwert hindurch.

Petrographische Untersuchungen am Granit von Bornholm[2].

Von **Georg Kalb** in Greifswald.

Mit 1 Textfigur.

In ihrem grundlegenden Werke „Über das kristalline Grundgebirge der Insel Bornholm“[3] halten Cohen und Deecke „das ganze Grundgebirge Bornholms für Granit, und zwar wahrscheinlich als eine ihrer Entstehung nach im wesentlichen einheitliche Masse“[4], die überwiegend eine „deutliche Streckung und Schiefe-

[1] H. A. Brouwer, Sur des amphiboles se rapprochant de la crossite dans des schistes cristallins de l'île Celebes. Bull. Soc. franç. Minér. **36.** 1913. p. 272. Vergl. auch L. Duparc, Sur des amphiboles zonées du groupe de la crossite et de la glaucophane dans des schistes cristallins de l'Oural. Bull. Soc. franç. Minér. **37.** 1914. A. Lacroix, Minéralogie de la France et de ses Colonies. **4.** 2e partie. p. 800.

[2] Auszug aus meiner Dissertation mit demselben Titel. Erschienen in den Mitteil. d. naturw. Vereins f. Neuvorpommern u. Rügen in Greifswald. 45. Jahrg. 1913.

[3] Erschienen in den Mitteil. d. Geograph. Gesellschaft Greifswald. IV. 1891.

[4] a. a. O. p. 3.

rung zeigt“ [1]. Die Annahme, diese Eigenschaften auf sekundäre Einwirkung durch Druck zurückzuführen, scheint diesen Forschern am wahrscheinlichsten, da Mörtelstruktur, undulöse Auslöschung und gestörte Zwillingsbildung zu beobachten seien.

Es war unsere Aufgabe, das Verhältnis der einzelnen Granitarten zueinander nach ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung, sowie nach Struktur und Textur zu bestimmen.

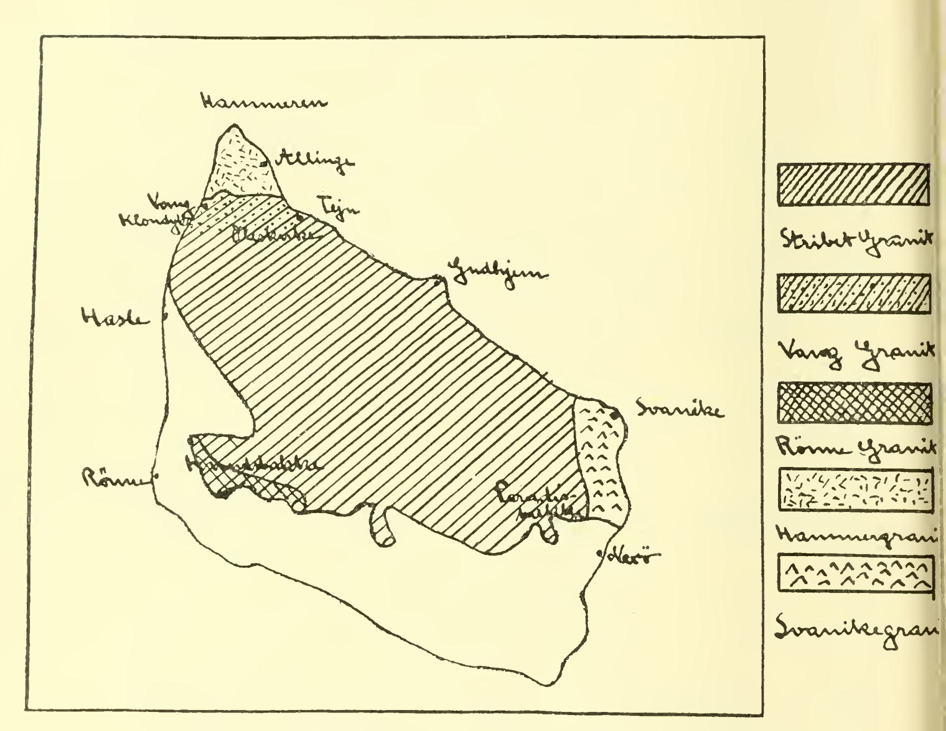


Fig. 1. Granitarten von Bornholm (Ussing). 1 : 500 000 [2].

Gliederung der Granitmasse von Bornholm.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung unterscheiden Cohen und Deecke Amphibolbiotitgranit und biotitführenden Amphibolgranit, der sich gegenüber dem weit vorwaltenden Amphibolbiotitgranit makroskopisch durch eine tief dunkelgraue Farbe aus-

[1] a. a. O. p. 35.

[2] N. V. Ussing, Mineralproduktionen i Danmark ved Aaret 1900. p. 13. „Danmarks geologiske Undersögelse.“ II. Raekke No. 12. Kjöbenhavn 1902 und N. V. Ussing, De gamle Dannelser paa Bornholm. p. 34. „Danm. geol. Unders.“ III. Raekke No. 2. 1904.

zeichnet, die das Gestein äußerlich geradezu einem Gabbro ähnlich erscheinen läßt. Dieser makroskopisch sehr auffallende Unterschied beruht aber weniger auf der Menge der dunklen Gemengteile, unter denen Hornblende vorherrscht, als auf dem Reichtum des Feldspats und des Quarzes an Einschlüssen, wodurch diese Gemengteile ein fast schwarzes Aussehen bekommen. Nun steht nördlich von Hasle bei Rödklöv, in dem langen „Klondyke" genannten, der Steilküste folgenden Steinbruch ein Gestein an, das makroskopisch dem biotitführenden Amphibolgranit von Knudsbakke sehr ähnlich ist. Auch hier haben Feldspat und Quarz durch Einschlüsse eine dunklere Farbe, und Biotit und Hornblende halten sich an Menge ungefähr die Wage. Wie wir später sehen werden, sind sich diese Gesteine auch nach ihrer chemischen Zusammensetzung und Beschaffenheit der Feldspate so ähnlich, daß es zweckmäßig erscheint, die grundlegende Gliederung des Granits von Bornholm nicht auf ein an sich nicht sehr wesentliches mineralogisches Merkmal zu gründen.

Den Amphibolbiotitgranit gliedern Cohen und Deecke noch nach Struktur und Textur [1]:

„1. Der regellos mittelkörnige, nur durch die parallele Anordnung kleiner Glimmerflasern etwas schiefrige Hauptgranit.

2. Der unverkennbar schiefrige und lagenweise durch die Menge des Glimmers wechselnde streifige Granit.

3. Der ziemlich grobkörnige Svanekegranit [2]."

Ussing gibt eine wenig abweichende Einteilung, die in der Karte auf p. 680 wiedergegeben ist. Dieser Forscher trennt den Granit des nördlichsten Teiles von Bornholm, Hammeren, als „Hammergranit" vom Hauptgranit ab, was seine Berechtigung hat, wenn man die Streifung des Hauptgranites so stark betont, wie es Ussing durch den Namen „Stribet Granit" tut. Zu weit scheint uns in der Einteilung von Ussing die Abtrennung des Vanggranites zu führen, eines Gesteins, in dem der Übergang des Hammergranites zum „Stribet Granit" zum Ausdruck kommt. (Später hat Ussing den Typus „Vanggranit" offenbar fallen gelassen, um ihn dem „Stribet Granit" unterzuordnen [3], wie er es schon früher mit dem „Gudhjemgranit" tat.)

In der Gliederung des Granites nach Textur und Struktur verdient noch ein besonderer Typus des „Stribet Granit" hervorgehoben zu werden, ein Gestein, das sich am südöstlichen Rande der Granitmasse vom Slamrebjerg gegen Paradisbakke hin erstreckt, seiner Zusammensetzung nach dem biotitführenden Amphibolgranit

---

[1] Über den Sinn von Struktur und Textur vergl. „Fortschritte der Mineralogie." 2. 1912: L. Milch, Die primäre Struktur und Textur der Eruptivgesteine. p. 163 ff. und U. Grubenmann, Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine. p. 208 ff.

[2] Deecke, Geologischer Führer durch Bornholm. Berlin 1899. p. 28.

[3] Ussing, De gamle Dannelser paa Bornholm. p. 37.

Kurze Charakteristik der Granitarten.

Name	Textur	Struktur	Dunkle Gemengteile	Farbe
Hammergranit	regellos körnig	gleichmäßig mittelkörnig. Große Plagioklase von mittlerer Zusammensetzung (Oligoklas im Kern) und kleine saure (Albit-Oligoklase) (Myrmekit). Plagioklas selten von Kalifeldspat parallel umwachsen; oft Kalifeldspat von Plagioklas umwachsen	Biotit (geringe Menge)	hellgrau mit rötlichem Ton
Svanekegranit	regellos körnig	gleichmäßig grobkörnig. Plagioklase von mittlerer Zusammensetzung (Oligoklas)	Biotit = Amphibol (mittlere Menge)	weißlich mit rötlichem Ton
Knudsbakke-granit	regellos körnig	gleichmäßig mittelkörnig. Plagioklas stets von Kalifeldspat parallel umwachsen. Vereinzelte Plagioklase enthalten einen Kern von Andesin	Amphibol > Biotit (große Menge)	tief dunkelgrau mit rötlichem Ton
Hauptgranit	streifig	mittelkörnig. Plagioklas häufig von Kalifeldspat umwachsen. Mikropegmatit	Biotit $\gtreqless$ Amphibol (mittlere Menge)	hellgrau mit rötlichem Ton
Gudhjemgranit	stark streifig	mittel- bis kleinkörnig mit grünlichen einsprenglingsartigen Plagioklasen. Plagioklase von mittlerer Zusammensetzung (Oligoklas)	Biotit > Amphibol (mittlere bis kleine Menge)	weißlich mit rötlichem Ton
Paradisbakke-granit	streifig mit rötlichweißen Schlieren		Biotit $\leqq$ Amphibol (mittlere Menge)	dunkelgrau mit rötlichem Ton

nahe steht, sich aber vor allem durch die Ausbildung von feinen aplitischen Schmitzen und Schlieren auszeichnet, die wie Flammen das dunkle Aussehen des Gesteins beleben. „Flammet Granit" heißt es in treffender Weise im Munde der Steinhauer. Nach seinem Verbreitungsgebiete kann es als „Paradisbakkegranit" bezeichnet werden. COHEN und DEECKE führen den „Paradisbakkegranit" als streifige Varietät des Svanekegranites an[1], während USSING ihn als Besonderheit des „Stribet Granit" erwähnt[2].

In die Einteilung nach Struktur und Textur soll hier auch der biotitführende Amphibolgranit als „Knudsbakkegranit"[3] nach seinem Hauptverbreitungsgebiete benannt, eingefügt werden, um durch diese Gliederung nach e i n e m Gesichtspunkt die Einheit der Bornholmer Granitmasse stärker hervortreten zu lassen.

Danach würde die gesamte Gliederung des Bornholmer Granites nach Textur und Struktur in folgender Weise durchzuführen sein:

1. Richtungslos körniger Granit.
   a) Hammergranit,
   b) Svanekegranit,
   c) Knudsbakkegranit.
2. Granit mit Paralleltextur.
   a) Hauptgranit,
   b) Gudhjemgranit,
   c) Paradisbakkegranit.

(Will man eine Einteilung nach der mineralogischen Zusammensetzung geben, so kommt in Betracht, daß in einzelnen Gliedern des Bornholmer Granits Biotit als einziger dunkler Gemengteil auftritt, in anderen Amphibol neben Biotit erscheint und in den basischsten Gliedern Amphibol vorherrscht. So läßt sich nach der mineralogischen Zusammensetzung eine Dreiteilung aufstellen:

Biotitgranit 1, a.
Amphibolbiotitgranit 1, b; 2, a, b, c.
Biotitamphibolgranit 1, c.)

Vergleich der wichtigsten Granitarten untereinander, nach chemischer Zusammensetzung, mineralogischer Ausbildung, Textur und Struktur.

Daß die Granitarten von Bornholm trotz ihres recht verschiedenen Habitus in chemischer Beziehung sehr ähnlich sind, zeigt die Zusammenstellung der Analysen einiger weitverbreiteter

[1] a. a. O. p. 20; DEECKE, Geologischer Führer. p. 20.
[2] N. V. USSING, De gamle Dannelser paa Bornholm. p. 37.
[3] In der dänischen Literatur als „Rönnegranit" bezeichnet, vergl. die Kartenskizze auf p. 680.

Typen sowie einiger örtlich sehr beschränkten Fazies innerhalb der Hauptvarietäten·

Granitanalysen (Dittrich).

	I. Hammeren regellos körnig	II. Rödklöv (Klondyke) regellos körnig	III. Rödklöv streifige Fazies am Pegmatit	IV. Paradisbakke streifig	V. Knudsbakke regellos körnig	VI. Knudsbakke streifige Fazies am Pegmatit
SiO_2	73,77	66,99	69,01	65,40	64,49	64,13
TiO_2	0,32	0,71	0,97	1,01	1,22	0,99
Al_2O_3 . . .	11,97	13,00	12,16	14,73	13,67	13,57
Fe_2O_3 . . .	1,84	2,98	2,07	1,14	1,63	2,40
FeO	0,78	2,23	2,40	2,92	4,42	4,11
MnO	—	0,11	0,06	0,06	0,14	0,06
MgO	0,23	0,65	0,93	1,02	1,38	1,45
CaO	1,10	2,64	2,28	2,78	3,12	2,91
Na_2O . . .	2,75	3,28	3,65	3,54	3,57	4,31
K_2O	5,61	4,39	4,81	4,31	4,40	3,46
P_2O_5	—	0,57	0,11	0,19	0,58	0,56
CO_2	—	—	0,42	0,68	—	0,59
H_2O -110^0	0,65	0,78	0,44	0,55	0,46	0,37
H_2O $+110^0$	0,49	0,70	0,42	1,58	1,11	1,45
	99,51	99,03	99,73	99,91	100,19	100,36

Molekularquotienten (100 %).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	81,23	74,94	75,84	73,57	71,33	71,24
TiO_2	0,27	0,59	0,80	0,85	1,01	0,82
Al_2O_3 . . .	7,75	8,56	7,87	9,75	8,90	8,87
FeO	2,23	4,58	3,91	3,70	5,43	5,81
MnO	—	0,10	0,05	0,05	0,13	0,05
MgO	0,37	1,09	1,54	1,72	2,29	2,41
CaO	1,30	3,17	2,68	3,35	3,70	3,46
Na_2O . . .	2,93	3,55	3,89	3,86	3.82	4,63
K_2O	3,94	3,13	3,38	3,10	3,11	2,46
P_2O_5	—	0,27	0,05	3,09	0.28	0,26
	100,02	99,99	100,01	100,02	99,99	100,01
M. Z. . . .	154,18	153,17	154,36	152,81	153,00	153,58

Osann'sche Formeln.

	s	A	C	F	a	c	f	n
Hammeren	81,5	6,9	0,9	3,0	13	1,5	5,5	4,5
Rödklöv	75,5	6,7	1,9	7,1	8,5	2,5	9,0	5,5
Rödklöv am Pegmatit	76,5	7,3	0,6	7,6	9,5	1,0	9,5	5,5
Paradisbakke	74,5	7,0	2,8	6,0	9,0	3,5	7,5	5,5
Knudsbakke	72,5	6,9	2,0	9,6	7,5	2,0	10,5	5,5
Knudsbakke am Pegmatit . .	72,0	7,1	1,8	10	7,5	2,0	10,5	6,5

Aus diesen Zusammenstellungen ist für die drei Typen von Hammeren, Rödklöv (eine etwas basischere Varietät des Hauptgranits) und Knudsbakke eine allmähliche Abnahme der Kieselsäure gegen den Knudsbakkegranit hin zu erkennen, während gleichzeitig die zweiwertigen Metalle eine beträchtliche Zunahme zeigen; deutlich ist auch bei den Alkalien die Verschiebung ihres Verhältnisses zugunsten des Natron, wie die Werte für n in den Formeln erkennen lassen. Besonders bemerkenswert ist die Zunahme der zweiwertigen Metalle, die sich durch die hohen Werte für F bei gleichbleibendem A und langsam ansteigendem C der Formeln zu erkennen gibt und besonders deutlich bei einer Umrechnung der Molekularquotienten der saureren Gesteine auf den SiO_2-Gehalt des Knudsbakkegranits hervortritt:

Umgerechnete Molekularquotienten (100 %).

	Hammeren	Rödklöv	Knudsbakke
SiO_2	72,34	72,34	72,34
Al_2O_3	11,59	9,68	10,54
FeO	3,33	5,18	4,00
MnO	—	0,11	0,05
MgO	0,55	1,23	1,86
CaO	1,94	3,58	3,62
Na_2O	4,38	4,01	4,17
K_2O	5,89	3,54	3,34
P_2O_5	—	0,31	0,10
	100,02	99,98	100,02

Entsprechend zeigt die mikroskopische Beobachtung in derselben Richtung eine langsame Abnahme des Quarzes. War weiter

im Hammergranit nur Biotit als dunkler Gemengteil ausgebildet, so tritt im Rödklövgranit noch Hornblende auf neben Biotit, dessen Menge zugleich gegenüber der im Hammergranit beträchtlich zunimmt, und im Knudsbakkegranit sehen wir weiteres Anwachsen der dunklen Gemengteile unter Vorherrschen der Hornblende. Außerdem beobachtet man eine allmähliche Zunahme des Plagioklases, bis beide Feldspate im Knudsbakkegranit ungefähr in gleicher

	Hammeren	**Rödklöv**	**Knudsbakke**
Andesin $Ab_3\,An_2$ -8^0			im Dünnschliff nach der Methode von Schröder van der Kolk vereinzelt nachgewiesen [1]
Oligoklas-Andesin $Ab_2\,An_1$ $+\frac{1}{2}^0$		0—1 (4) 0—5 3—4 (3) 1—2 2 (3) 4—5 2—3 2—5 (2) 2—8 [2]	0—1 (4) 4—5 (4) 0—2 (2) 1—8 2—3 3—4 (3) 4 (2) [2]
Oligoklas $Ab_4\,An_1$ $+8^0$	5 8—10 (2) 5—6 9—10 (3) 5—7 9—11 6—8 7—9 7—10	5 (4) 6—8—10 5—7 6—8—13 5—9 7—8 (2) 6 7—9 (2) 6—7 (5) 8 6—8 (2) 8—10	5 5—10 6—7 7—8
Albit-Oligoklas $Ab_6\,An_1$ $+11\frac{1}{2}^0$	10 (5) 13—14 10—11 (4) 15 (2) 10—12 (2) 15—18 11 (2) 16—17 11—12 (3) 16—18 (2) 12—13 (2) 18 12—14 18—19 12—17	10 10—12 (2)	12
Albit $Ab + 19\frac{1}{2}^0$	18—19 18—20 19—20	im Dünnschliff nach der Methode von Schröder van der Kolk nachgewiesen	

[1] Andesin ist von einer großen Menge regelmäßig gelagerter Einschlüsse erfüllt, so daß er dem Plagioklas aus einem Gabbro recht ähnlich sieht.

[2] Oligoklas-Andesin ist durch zahllose, unregelmäßig gelagerte (ursprünglich entstandene) Einschlüsse getrübt.

Menge auftreten; gleichzeitig tritt ein Wechsel in der Zusammensetzung der Plagioklase ein, wie aus vorstehender Zusammenstellung der Winkelwerte der Auslöschung auf M hervorgeht (die eingeklammerten Zahlen bedeuten die Anzahl der Messungen).

Es treten also immer basischere Glieder der Plagioklasreihe gegen Knudsbakke auf, und zugleich nimmt die Menge der sauren Glieder ab.

Auch der Titangehalt weist charakteristische Beziehungen auf:

	Hammeren	Rödklöv	Knudsbakke
TiO_2	0,32	0,71	1,22

TiO_2 nimmt also gegen den Knudsbakkegranit hin zu. Auch die Art des Auftretens von TiO_2 wechselt mit der Menge: während im Hammergranit der Titanit als wichtiger titanhaltiger Gemengteil erscheint und in noch größerer Menge im Rödklövgranit vorhanden ist, findet er sich im Knudsbakkegranit nur ganz vereinzelt; stellenweise scheint er überhaupt zu fehlen. In diesen Fällen muß das Titan, da trotz der erheblichen Mengen des TiO_2 kein eigentliches Titanmineral nachweisbar ist, in den Erzen, die hier reichlicher als in den übrigen Gliedern dieser Gesteinsreihe vorkommen, und wohl auch in der Hornblende und im Biotit enthalten sein.

(Schluß folgt.)

Alttertiäre Korallen vom Nordrand der Madonie in Sizilien.

Von **Paul Oppenheim.**

Mit 1 Textfigur.

Die **Orbitoiden** haben mit ihren Untergruppen für die Gliederung und Altersbestimmung der Sedimente im mediterranen Gebiete von der oberen Kreide bis in das Neogen längere Zeit eine unbestrittene Rolle gespielt. Nach den grundlegenden Arbeiten Munier Chalmas'[1] und zumal des älteren Douvillé[2] nahm man an, daß die Gattung *Orbitoides* im engeren Sinne die obere Kreide charakterisiere, daß die Untergruppe *Orthophragmina* ausschließlich im Eocän mit Einschluß des Priabonien vertreten sei, daß diese

[1] Étude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin. Paris 1891. p. 18. — Sind auch manche der Einzeluntersuchungen, auf welche sich Munier a. a. O. beruft, nie erschienen, so waren sie doch im Geiste vollendet und sind durch die mündlichen Äußerungen des ebenso geistvollen wie mitteilsamen Verfassers in weitere Kreise seiner Umgebung getragen worden.

[2] Sur l'âge des couches traversées par le canal de Panama. B. S. G. F. (III). 26. Paris 1898. p. 587 ff., vergl. besonders p. 594. — Sur la distribution géographique des Rudistes, des Orbitolines et des Orbitoïdes. B. S. G. F. (III). 28. 1900. p. 232. — Les couches à Lépidocyclines dans l'Aquitaine et la Vénétie. B. S. G. F. (IV). 7. 1907. p. 466 ff.

im Oligocän abgelöst werde durch die Lepidocyclinen, die ihrerseits an der Wende zwischen Oligocän und Neogen kulminieren und sich dann in die Gattung *Miogypsina* Sacco hinein fortsetzen. Seit einigen Jahren schienen nun diese, wie man glauben sollte, wohl gesicherten und in ihrer Allgemeingültigkeit an den verschiedensten Punkten unseres Planeten erprobten Resultate stark gefährdet zu sein durch überraschende Funde mehrerer italienischer Fachgenossen. Der erste Anstoß zu diesen Zweifeln wurde im Jahre 1904 durch Checchia-Rispoli gegeben, welcher[1] die Behauptung aussprach, daß in typisch eocänen Absätzen der Umgegend von Catania, also an der Ostküste Siziliens, sich eine Orbitoide gefunden habe, welche er mit der *Orbitoides aspera* Gümbel vereinigte, die aber wegen ihrer sechsseitigen Kammern zu *Lepidocyclina* gerechnet werden müsse. Die Lepidocyclinen setzten danach also schon im Eocän ein. Schon im folgenden Jahre wird das Thema von dem gleichen Autor neu aufgenommen[2], und zwar werden hier zwei neue eocäne Lepidocyclinen beschrieben als *Lepidocyclina di-Stefanii* und *L. Ciofaloi*, die erstere aus der Umgegend von Sciacca aus Kalken mit *Nummulites complanatus*, die andere aus der Nähe von Termini Imerese, also vom Norden der Insel aus den argille scagliose, in welchen sie u. a. von *Nummulites laevigatus*, *striatus*, *contortus*, zahlreichen Orthophragminen und *Stylocoenia emarciata* Milne Edw. und Haime begleitet sein soll. Hier wird denn auch auf p. 81 die Behauptung ausgesprochen, daß die Orthophragminen bis zum höchsten Oligocän hinaufstiegen, eine These, für welche der Autor allerdings den Beweis schuldig geblieben ist. Diese neuen „eocänen" Lepidocyclinen werden im folgenden Jahre von Checchia-Rispoli beschrieben und um zwei weitere Formen bereichert (*Lepidocyclina planulata* und *L. himerensis*[3]).

Es soll hier nicht meine Aufgabe sein, alle Phasen dieser Angelegenheit zu behandeln. Sie hat mit Recht Aufsehen erregt, und die Angaben und Annahmen Checchia-Rispoli's, welche von einer Reihe italienischer Forscher unterstützt wurden, sind, zumal von französischer Seite, in erster Linie von dem jüngeren Douvillé, welcher Untersuchungen in Sizilien selbst vorgenommen hatte, lebhaft bekämpft worden[4]. Man hat zur Erklärung des Phänomens

[1] Vergl. I foraminiferi eocenici del gruppo del Monte Judica e dei dintorni di Catenanuova in prov. di Catania. Boll. Soc. Geol. Ital. **23**. p. 25 ff., vergl. p. 55—56.

[2] Vergl. Osservazioni sulle Orbitoidi. Rivista ital. di Paleontologia. **11**. Perugia 1905. p. 79.

[3] Vergl. Di alcune Lepidocicline eoceniche della Sicilia. Rivista ital. di Paleontologia. **12**. Perugia 1906. p. 88 ff.

[4] Observations sur quelques travaux relatifs au genre *Lepidocyclina*. Paris 1906. Feuille des Jeunes Naturalistes. (IV). **36**. p. 169—74. — Vergl. auch C. R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. de France. 1906. p. 145—148, und 1909. p. 53—54 die Bull. Soc. Géol. de France (4). **6**. 1907. p. 626—634 und (4). **6**. 1906. p. 445—446.

sowohl zu Überschiebungen seine Zuflucht genommen, als darauf hingewiesen, daß die älteren Formen, die Nummuliten und Orthophragminen, sehr wohl auf sekundärer Lagerstätte liegen könnten. Man hat zu diesem Zwecke an analoge Vorkommnisse in Südwest-Frankreich erinnert; von italienischer Seite hat besonders der bekannte Foraminiferenkenner Silvestri, welcher zuerst den Ansichten Checchia-Rispoli's sympathisch gegenüberstand[1], sich aber bald darauf[2] und zumal in neuerer Zeit durchaus von ihm getrennt hat[3], auf analoge Vorkommnisse in Ungarn hingewiesen[4].

Wenn man nun alle diese in einer reichen Literatur gegebenen Daten zusammenfaßt und prüfend vergleicht, so muß man gestehen, daß eine vollständige Aufklärung zwar noch nicht gegeben ist, daß aber die Daten in ihrer Gesamtheit wohl gegen die Auffassung von Checchia-Rispoli sprechen dürften. Vor allem scheint die Lokalisation des Phänomens angesichts der an den verschiedensten Punkten unseres Planeten beobachteten Gesetzmäßigkeit gegen die Richtigkeit des Erklärungsversuches der italienischen Gelehrten zu sprechen. Es läßt sich die Ausnahmestellung des südlichen Italien hier nicht recht begreifen. Andererseits ist ein Beweis gegen diese Auffassung nur schwer zu führen, selbst für denjenigen, welcher an einer Reihe klassischer Profile die gesetzmäßige Aufeinanderfolge dieser Foraminiferengesellschaften beobachtet hat. Vor allem war es bedauerlich, daß sich die Reste dieser niederen Organismen meistens in den „argille scagliose“[5] fanden, also in Schichten, welche außer ihnen kaum bestimmbare Reste der höheren Tierwelt geliefert haben. Gerade die Kenntnis dieser höheren Organismen mußte von Wichtigkeit sein für die Frage, ob es sich hier um Eocän oder um Oligocän handle, und ob etwa vielleicht infolge einer jüngeren Transgression bereits vorhandene Schichten wieder aufgelöst und mit den jüngeren Niederschlägen verschmolzen ihren Bestand an den im allgemeinen sehr widerstandsfähigen Foraminiferen zur Bildung des jüngeren Sediments mithergegeben hätten.

[1] Sull' età geologica delle Lepidocycline. Atti della Pontificia Accademia Romana dei Nuovi Lincei. **60**. p. 83 ff. (20 gennaio 1907).

[2] Fossili dordoniani nei dintorni di Termini-Imerese. Ibidem. p. 105 ff. (24 Febraio 1907). — La Questione delle Lepidocycline nell' Umbria. Ibid. p. 167 ff. (21 Aprile 1907).

[3] Distribuzione geographica e geologica di due Lepidocycline comuni nel terziario Italiano. Roma 1911. (Memoire della Pontificia Accademia dei nuovi Lincei. **29**.)

[4] Philippe de la Harpe nella Questione delle Lepidocycline. Ibid. (atti) **61**. (14 giugno 1908) p. 171 ff. Vergl. besonders p. 176—177.

[5] Rob. Douvillé gibt (B. S. G. F. (4). **6**. 1906—07. p. 627) der Überzeugung Ausdruck, daß in den „Argille scagliose“ mehr stecke als nur das von di Steeano angenommene Mitteleocän. Er gibt der Möglichkeit Raum, daß es sich hier nur um einen Faziesbegriff handle, dessen Alter sogar auf geringe Entfernungen hin vollkommen zu wechseln vermag.

Es war mir, der ich in dieser Frage aus Mangel an entscheidenden Daten bisher nicht das Wort ergriffen hatte, daher sehr erwünscht, daß Herr CHECCHIA-RISPOLI mich im verflossenen Sommer einlud, die Überprüfung von Korallenbestimmungen zu übernehmen, welche er an Materialien aus den argille scagliose des Nordabhangs der Madonie aus der Umgegend von Isnello und Castelbuono vorgenommen hatte. Die betreffenden Stücke sollten aus dem Eocän stammen und zusammen mit eocänen Alveolinen, Nummuliten und Orthophragminen auftreten. Nur einige wenige rührten aus Schichten her, welche Lepidocyclinen enthalten, und welche Herr CHECCHIA-RISPOLI in seinem Briefe an mich wie auf den beigefügten Etiketten als oligocän bezeichnete. Diese Materialien sind mir denn Anfang dieses Jahres zugegangen, und ich werde nunmehr zuvörderst eine Bestimmung unter Hinzufügung der von Herrn CHECCHIA-RISPOLI auf seinen Etiketten bereits angewendeten, übrigens in vielen Fällen durchaus richtigen Bezeichnungen zu geben versuchen. Die Korallen, welche dem Geologischen Institut zu Palermo gehören, sind im allgemeinen sehr wohlerhalten und haben nur (vielleicht durch Präparation mit Salzsäure?) oberflächlich etwas gelitten.

Ich werde bei den nun folgenden Einzeluntersuchungen die von Herrn CHECCHIA-RISPOLI bereits vor der Zusendung der Materialien an mich getroffenen Bestimmungen in Klammern hinzufügen. Ebenso lasse ich das Niveau nach den mir gewordenen Angaben folgen; ich nehme an, daß Herr CHECCHIA demnächst Veranlassung nehmen wird, eingehender darzulegen, aus welchen Gründen er diese beiden Horizonte unterscheidet und weshalb er hier, anscheinend im Gegensatze zu seinen früheren Anschauungen, die „Strati a Lepidocycline“ zum Oligocän zieht.

Hydnophyllia tenera REUSS.

(*Latimaeandra limitata* REUSS bei CHECCHIA-RISPOLI.)

Niveau: „Eocene“.

Die wohlerhaltene kleine Platte von 50 : 75 mm Durchmesser und mit Einzelkelchen von 9 mm resp. kurzen Zellreihen von 15 mm, stimmt durchaus mit der *Latimaeandra tenera* REUSS überein [1], die der Autor aus den oberen Tuffen von Sangonini angibt, und welche mir selbst in meiner Sammlung von Montecchio maggiore und S. Trinitá vorliegt. Vor allem zeigt sie auf der Oberseite ebenfalls die „sehr kurzen, gebogenen seichten Täler, die durch niedrige scharfe Rücken gesondert werden“. Derartige Störungsrücken fehlen aber der

[1] Vergl. Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. I. Denkschr. der k. Akad. der Wissensch. XXVIII. Wien 1868. p. 46. Taf. VI Fig. 4.

L. limitata Reuss[1] wie ihrer Verwandten, der *L. circumscripta* Reuss[2], durchaus, so daß diese Form mehr einen *Astraea*- oder *Favia*-Habitus darbietet. Die *Hydnophyllia tenera* Reuss ist bisher charakteristisch für den oligocänen Gombertohorizont. Sie wurde in älteren Horizonten bisher noch nicht aufgefunden. Ich habe selbst[3] eine *Hydnophyllia* aus dem Eocän des Friaul beschrieben und mit der *H. tenera* Reuss verglichen, doch besteht die Ähnlichkeit hier nur in der beiden Formen gemeinsamen Zartheit der Skelettelemente. Der allgemeine Bau der älteren Form ist gänzlich verschieden und eine Identifikation mit der jüngeren daher ausgeschlossen. Hinsichtlich der Gattung *Hydnophyllia* vergl. Reis, Die Korallen der Reiter Schichten[4].

Heterastraea Michelottina Catullo sp.

(*Isastraea affinis* Reuss bei Checchia-Rispoli.)

Vergl. Reuss, Paläontologische Studien. I. p. 44. T. XIII Fig. 3. (*Isastraea affinis* Reuss.)
Reis, Die Korallen der Reiter Schichten. p. 151.

Niveau: „Eocene".

Eine Kruste von 75 : 115 mm Durchmesser bei einer Dicke von ca. 25 mm, Zellsterne 4 : 6, selten 8 mm breit. Zellteilung sehr deutlich. Ein weiteres Stück von viel geringeren Dimensionen zeigt in seinen kleineren, teilweise mehr rundlichen Kelchen, die meist einen Durchmesser von 2—4 mm besitzen, gewisse Anklänge zu *Heterastraea ovalis* Gümbel von Reit im Winkel[5]. Da aber auch eine Anzahl Kelche mit 6 mm vorhanden sind, und Gestalt und Größe der Kelche bei der *H. Michelottina* Catullo nach den übereinstimmenden Angaben sämtlicher Autoren ungemein schwanken, so dürfte wohl auch dieses Stück hierhergehören. Es zeigt ungemein rege extracalycinale Sprossung und dürfte vielleicht den äußersten Partien des Stockes angehört haben. Die Zellen sind auch hier mit ihren Wandungen innig verbunden, ein eigentliches Zwischengewebe gelangt nicht zur Entwicklung. Das vorliegende Stück würde übrigens in allen seinen Charakteren, auch in der Gestalt und Größe der Kelche ganz dem gleichen, was Reuss[6] als echte *Isastraea Michelottina* Catullo von Crosara beschreibt

[1] Vergl. Paläontologische Studien. III. p. 41. Taf. LIV Fig. 1.

[2] Vergl. ebendort. I. p. 23. Taf. VI Fig. 3.

[3] Vergl. Über einige alttertiäre Faunen der österreich-ungarischen Monarchie. Abhandl. zur Paläontologie Österreich-Ungarns. **13.** 1901. p. 173 (29). Taf. XII (II) Fig. 6.

[4] Geogn. Jahreshefte. 2. Jahrg. Kassel 1889. p. 144.

[5] Vergl. Reis, Korallen der Reiter Schichten, a. a. O. p. 151. Taf. IV Fig. 21, 24 und 25.

[6] Paläontologische Studien II. p. 35. Taf. XXIV Fig. 1.

und abbildet. Der Autor beharrt hier im Gegensatz zu d'Achiardi bei seiner Auffassung, daß seine *I. affinis* von der Catullo'schen Art spezifisch verschieden sei und stützt sich dabei auf die geringere Größe der Kelche und etwas weniger zahlreiche Septa bei der typischen *I. Michelottina*. Die etwas lau vorgetragene Ansicht besitzt wenig Überzeugendes.

Septastraea intermedia d'Ach.

(= *S. diversiformis* Michl. bei Checchia-Rispoli.)

Vergl. d'Achiardi in Mem. Soc. Italiana di scienze naturali. II. 1866. p. 31. Taf. XIII. Fig. 5.

Niveau: „Strati a Lepidocycline, Oligocene (?)".

Die Koralle bildet etwa die Hälfte eines kuchenförmigen, ziemlich flachen, mit sehr breiter Anheftungsstelle festsitzenden Polypars, dessen Oberfläche ganz eben und mit den mäßig vertieften Einzelkelchen dicht besetzt ist. Da die Unterseite stark abgerieben ist, so läßt sich ihre ursprüngliche Beschaffenheit nicht mehr erkennen. Man sieht nur an den aufgebrochenen Kelchen die überaus zahlreichen Traversen. An der einen Ecke scheinen Epithekalzüge vorhanden zu sein. Die Kelche selbst sind polygonal und stoßen in stark hervortretenden, aber sehr schmalen Graten zusammen. Sie besitzen 3 Zyklen starker Septen, welche sich in der Kelchmitte treffen und sich über eine deutlich vorhandene und bei einzelnen Kelchen ziemlich breite, aus gegen 50 Papillen zusammengesetzte Achse herüberlegen. Der größte Durchmesser der Kelche ist meist 10 mm, doch finden sich auch Individuen von 12—15 mm. Pali sind sicher nicht vorhanden. Die Zellteilung ist in einzelnen Fällen sehr deutlich ebenso wie die zahlreichen Traversen.

Ich glaube nicht, daß diese Form von *S. intermedia* d'Ach. getrennt zu werden verdient. Zwar werden die Kelche gelegentlich etwas größer, doch werden Dimensionen von 12—13 mm, wie man an der Figur bei d'Achiardi abmessen kann, auch bei der Art von Montecchio maggiore erreicht. Wenn d'Achiardi nur von einer „falsa columella" spricht, die bald schwammig, bald lamellar aussehen soll, so hat man nach der Abbildung die Empfindung, daß an dem Unikum d'Achiardi's die Verhältnisse in diesem Punkte augenscheinlich nicht so klargelegt sind, wie dies bei dem sizilianischen Stücke der Fall ist. Nach der von Milne Edwards und Haime für *Septastraea* gegebenen Diagnose[1] würde die Form dann allerdings nicht zu dieser Gattung gehören, für welche das Auftreten einer Columella ausdrücklich ausgeschlossen wird. Da aber auch keine Pali vorhanden sind, so würden auch

[1] Histoire naturelle des Coralliaires. **2.** p. 449.

Goniastraea und *Aphrastraea* nicht in Frage kommen, so daß es vielleicht besser sein dürfte, nach dieser Richtung hin die Gattungsdiagnose von *Septastraea* zu erweitern, schon um die Type nicht von den ihr zweifellos nahestehenden Formen *S. Laxelamellata* Micht. und *geometrica* (Micht.) Milne Edwards und Haime allzu sehr zu trennen.

Es sei noch bemerkt, daß *S. intermedia* d'Ach. in dem venetianischen Oligocän zweifellos sehr selten sein muß. D'Achiardi hat die Art in dem zweiten Abschnitt seiner leider Fragment gebliebenen Corallari fossili [1] und zwar als die letzte der Arten beschrieben, da der dritte und letzte Teil des Werkes niemals erschienen ist. Er gibt sie, und zwar nur ein einziges Exemplar, von Mte. Bastia bei Montecchio maggiore an, also wahrscheinlich aus den Gombertoschichten. Das Unikum soll im Museum in Pisa liegen. In seinem ziemlich gleichzeitig erschienenen Studio comparativo [2] ist er auf p. 13 auf die Art zurückgekommen und glaubt sie auch im Oligocän von Sassello in Ligurien wiedererkannt zu haben. Dagegen hat die Type Reuss nicht vorgelegen, wie sowohl aus dem Index der venetianischen Korallen dieses Autors, wie aus der im Anhang zum Studio comparativo von d'Achiardi selbst gegebenen Synonymie dieser Korallen hervorgeht, wo bei *S. intermedia* auf p. 65 a. a. O. weder von Catullo noch von Reuss ein gleichwertiges Zitat vorhanden ist. De Angelis d'Ossat scheint in seiner recht ungenügenden Bearbeitung der Korallen der Michelotti'schen Sammlung [3] die Art überhaupt nicht zu kennen, da sie sich auf p. 58—59 nicht angegeben findet. Ich selbst besitze sie ebenfalls nicht unter meinen Vorräten.

Was schließlich die von Herrn Checchia-Rispoli vorgenommene Bestimmung anlangt, so würde diese sich nur auf die *Astraea diversiformis* Michelin's [4] zurückführen lassen. Diese eine Form des Miocäns von Bordeaux und Turin sieht zwar nicht allzu unähnlich aus, dürfte sich aber indessen nach Milne Edwards und Haime schon durch ihre weit größeren Kelche unterscheiden, für welche die französischen Autoren 2—3 cm, also 20—30 mm, angeben a. a. O. [5]. Ich weiß nicht, was Herrn de Angelis d'Ossat

[1] Corallari fossili del terreno nummulitico dell' Alpi Venete. Mem. della Soc. italiana di Scienze naturali. 2. No. 4. Milano 1866. p. 31. Taf. XIII Fig. 5.

[2] Studio comparativo fra i Coralli del terreni terziari del Piemonte e dell' Alpi Venete. Pisa 1868.

[3] I Corallari dei Terreni terziari dell' Italia settentrionale, Collezione Michelotti. Museo geologica delle R. Università di Roma, Reale Accademia dei Lincei, Roma 1894. Mem. della Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali. Ser. 5. Vol. I.

[4] Vergl. Iconographie zoophytologique. p. 59. Taf. XII Fig. 5.

[5] Histoire naturelle des Coralliaires. 2. p. 525.

veranlaßt hat, a. a. O. p. 60 diese Type zu *Goniastraea* zu stellen, was das Vorhandensein von Pali unbedingt voraussetzen würde. Milne Edwards und Haime stellen ihrerseits diese Art allerdings mit einem Fragezeichen zu *Prionastraea*, setzen also eine Vermehrung durch Sprossung, nicht durch Teilung voraus. Allerdings schreiben sie von dieser Type „nous sommes très incertains sur les affinités de cette espèce, que nous connaissons seulement par des exemplaires mal conservés“. Mir ist nicht bekannt, ob und wo diese Form in neuerer Zeit eingehender studiert worden wäre. Bei der Signorina Osasco [1] wird sie nicht erwähnt, und auch bei de Angelis d'Ossat findet sich über sie nichts Näheres angegeben, aber schon d'Achiardi, der sie mit Milne Edwards und Haime zu *Prionastraea* stellt [2], sagt von ihr als neu nur aus, daß sie auch im Oligocän von Dego in Ligurien auftrete, und statt weiterer Einzelheiten und Beobachtungen folgt hier nur die Bemerkung, daß die Art auf Michelin zurückzuführen sei, obgleich bei der Betrachtung verwandter Formen, wie der *P. gratissima* Micht., welche die Signorina Osasco a. a. O. in der Anmerkung 3 auf p. 7—8 zu *Goniastraea* zu stellen geneigt ist, wohl Gelegenheit gewesen wäre, auf die Type zurückzukommen.

Stylocoenia taurinensis Mich. sp.

(*Stylocoenia taurinensis* Mich. bei Checchia-Rispoli.)

Vergl. Iconographie zoophytologique. p. 62. Taf. XIII Fig. 3. Milne Edwards und Haime, Histoire naturelle des Coralliaires. II. p. 254.

A. E. Reuss, Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. Denkschr. d. Kais. Akademie. **23**. Wien 1864. p. 21. Taf. V Fig. 2.

— Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. I. p. 26, 39, 44. III. p. 32, 38. Taf. X Fig. 2, T. XLV Fig. 1.

Niveau: „Eocene“.

Diese schon von Herrn Checchia-Rispoli richtig erkannte Form liegt in 3 typischen Stücken vor. 2 davon sind walzenförmige Zweigenden, das dritte ist breiter und saß wohl mehr basal. Der hexamere Septaltypus ist überall klar erkennbar, auch der zweite Zyklus ist in sämtlichen Kelchen angedeutet, aber nur auf die Randregion beschränkt. Dagegen sind Eckpfeiler, wie sie Reuss (a. a. O. Oberburg) angibt, aber auf der Figur nicht zeichnet, auch hier nicht zu erkennen. An jedem der 3 Individuen beobachtete ich als Kuriosum einen größeren Kelch, bei dem augenscheinlich die Teilung unterblieben ist. Dieser besitzt einen Durch-

[1] Di alcuni Corallari mioceniсi del Piemonte. Atti della R. Accademia delle Scienze di Torino. **32**. Torino 1897 (Adunanza del 4 Aprile).

[2] Vergl. Studio comparativo etc. p. 18.

messer von etwa $2\frac{1}{2}$ mm, während sonst $1-1\frac{1}{2}$ mm die Regel ist. In zwei Fällen sind hier nur je 10, im dritten 12 Hauptsepten zu erkennen, welche in der Achse zusammenstoßen.

Diese Form ist im Oligocän am häufigsten und wurde lange Zeit als charakteristisch für dasselbe angesehen. Sie tritt indessen auch in älteren, eocänen, Schichtverbänden auf. In diesen wurde sie von d'Achiardi [1] und mir selbst [2] aus dem Friaul nachgewiesen.

Stylocoenia lobato-rotundata Michelin.

(*St. microphthalma* Reuss bei Checchia-Rispoli.)

Vergl. Reuss, Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. Denkschr. d. Kais. Akad. **23**. Wien 1864. p. 20. Taf. V Fig. 1.
— Paläontologische Studien. I. p. 27, III. p. 13.

Niveau: „Eocene".

Diese leicht kenntliche Form mit oktomerem Septalbau liegt in einem größeren Stücke vor, welches bereits von Herrn Checchia-Rispoli bestimmt wurde. Ein kleineres hierhergehöriges Stück nennt dieser *Stylocoenia microphthalma* Reuss, doch hat bereits d'Achiardi hier auf die Identität beider Formen hingewiesen, wie denn auch Reuss in der Beschreibung [3] selbst bemerkt: Sie ist der *St. lobato-rotundata* sehr verwandt, „wenn nicht damit identisch", so daß man, da Unterschiede überhaupt nicht angegeben werden, eigentlich nicht recht begreift, weshalb sie unter gesondertem Namen beschrieben wurde.

Das Auftreten dieser Art in älteren, eocänen Horizonten [4] findet sich schon bei Reuss vermerkt, der sie mit Recht aus den Tuffen von San Giovanni Ilarione angibt; d'Achiardi beschreibt sie a. a. O. aus dem Eocän des Friaul, ich selbst erwähne sie [5] aus dem bosnischen Eocän und füge an dieser Stelle auch die Gründe hinzu, aus denen ich diese Type mehr zu *Astrocoenia* als zu *Stylocoenia* gezogen sehen möchte. Da diese Frage hier aber bedeutungslos ist und auch Checchia-Rispoli auf seiner Etikette von „*Stylocoenia*" spricht, so habe ich der Einfachheit halber hier auch die letztere Gattungsbezeichnung angewendet.

---

[1] Vergl. Coralli eocenici del Friuli. Atti della società toscana delle Scienze naturali. **1**. Pisa 1875. p. 58.

[2] Vergl. Über einige alttertiäre Faunen der österreich-ungarischen Monarchie. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns. **13**. p. 177.

[3] Vergl. Pal. Stud. I. p. 27.

[4] Vergl. Reuss, Pal. Stud. III.

[5] Neue Beiträge zur Eocänfauna Bosniens. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. **25**. Wien 1912. p. 125 (39). Taf. XVI (VII) Fig. 5—5a.

Heliastraea Guettardi Defr.

Vergl. Michelin, Iconographie zoophytologique. p. 58. Taf. XII Fig. 3.
Milne Edwards und Haine, Histoire naturelle des Coralliaires. 2. p. 461.
Reuss, Paläontologische Studien. II. p. 33. Taf. XXIII Fig. 1 u. 2.
Reis, Die Korallen der Reiter Schichten. Geogn. Jahresh. 2. p. 147.

Niveau: „Eocene".

3 verschiedene Stücke, alle aus dem „Eocene" von Herrn Checchia-Rispoli nur als *Heliastraea* bezeichnet. Die Größe der Kelche ist meist 10 mm, selten steigt sie bis auf 12. Die Außenrippen wechseln sehr regelmäßig in der Größe ab, die mächtige Achse ist deutlich sichtbar.

Von verwandten älteren Arten zeigt die von mir aus dem Obermiocän von Dabriča in der Herzegowina seinerzeit bekanntgemachte *Cyathomorpha dabricensis* [1] etwas kleinere Kelche, zartere Septocostalien und ausgesprochenere Kronblätter. Bei der ebenfalls nicht unähnlichen *Heliastraea forojuliensis* mihi [2] tritt die Achse mehr zurück, fehlt jede Andeutung von inneren Zähnen der Hauptsepten und sind die Rippen plumper und gleich breit.

Stylophora distans Leymerie.

Vergl. Reuss, Paläontologische Studien. I. p. 25. Taf. IX Fig. 2.

Die Bestimmung dieser ebenfalls aus dem „Eocene" herrührenden Koralle wurde schon von Herrn Checchia-Rispoli vorgenommen, und ich kann sie nur bestätigen. Es ist dies eine durchlaufende Art, welche Leymerie [3] ursprünglich aus dem Lutétien der Corbières beschrieben hat, und welche d'Achiardi [4] sowohl aus dem Auversien von Roncà als aus dem Unteroligocän (Lattorfien) von Sangonini angibt, während sie Reuss aus dem Mitteloligocän der Gombertoschichten vorlag.

Stylophora conferta Reuss.

Vergl. Reuss, Paläontologische Studien. I. p. 25. Taf. 9 Fig. 3—6.
d'Achiardi, St. comp. p. 68.

Niveau: „Eocene".

Vier sich nach oben hin mehrfach gabelnde, seitlich zusammengedrückte Zweigspitzen mit den etwa 1 mm breiten Kelchen

[1] Vergl. Über einige alttertiäre Faunen der österreich-ungarischen Monarchie. Beitr. zur Paläontologie Österreich-Ungarns. **13.** p. 216 (72). Taf. XVII (VII) Fig. 1—1 b.

[2] Vergl. Über einige alttertiäre Faunen der österreich-ungarischen Monarchie, a. a. O. p. 175 (31). Taf. XII (II) Fig. 13.

[3] Vergl. M. S. G. F. II. Série. **1.** p. 358. Taf. XIII Fig. 6.

[4] Corallari fossili del terreno nummulitico dell' Alpi Venete. Mem. della Soc. ital. di Scienze naturali. **2.** No. 4. Milano 1866. p. 30.

dicht besetzt, von einem zweiten Septalzyklus ist keine Spur vorhanden, so daß also das Fehlen dieses Merkmales unbedingt die ältere *Stylophora contorta* Leymerie ausschließen würde.

Cyathoseris (Mycetoseris) hypocrateriformis Micht.

Vergl. über diese Art meine letzten Bemerkungen in Beitr. zur Paläont. und Geol. Österreich-Ungarns. 25. 1912. p. 110 (24), wo sich auch die übrige Literatur angegeben findet.

Niveau: „Eocene".

Ein ganz typisches Stück, ebenfalls aus dem „Eocene". Die weit geringere Größe der Kelche hindert neben anderen eine Angliederung an *Cyathoseris patula* Micht. oder *C. dinarica* Oppenh. Unter dem letzteren Namen wurde die Type von Herrn Checchia-Rispoli bestimmt.

Trochoseris difformis Reuss.

(*Dimorphophyllia oxylopha* Reuss bei Checchia-Rispoli.)

Vergl. Reuss, Paläontologische Studien. I. p. 50. Taf. IX Fig. 8 (*Trochoseris difformis*).
— Ebendort, p. 13. Taf. 1 Fig. 8 (*Leptophyllia tuberosa* Reuss).
Reis, Die Korallen der Reiter Schichten. Geogn. Jahresh. 2. p. 115.

Niveau: „Eocene".

Es liegen zwei niedrige Kelche von 21 resp. 26 mm Durchmesser und der geringen Höhe von 8 mm vor. Beide sitzen sie mit sehr breiter Anheftstelle fest, aus welcher sich ohne eigentliche Fußbildung direkt der Kelch entwickelt. Die Außenseite ist schlecht erhalten, scheint aber grobe, breite Rippen zu besitzen. Auch die in großer Zahl vorhandenen Septen sind verhältnismäßig sehr kräftig, zumal die älteren, von denen die ersten beiden Typen, zumal an dem einen der beiden Stücke, stark hervortreten. Sie gelangen bis an die Achse, welche in beiden Fällen deutlich erkennbar ist und eine mehr oder weniger lamelläre Gestalt besitzt. Die Kelchgrube ist nur schwach ausgesprochen. Der Kelch ist an der Peripherie mehrfach unregelmäßig eingebuchtet. Gegen diese hin sind deutliche Synaptikel erkennbar.

Die Ähnlichkeit mit der *Leptophyllia tuberosa* bei Reuss ist eine überraschende. Als Unterschied dürfte, abgesehen von nicht sicher nachweisbaren Differenzen in den Rippen, wohl nur das vermeintliche Fehlen der Achse bei der Art der Gombertoschichten hervorzuheben sein. Ich nehme an, daß dieser Unterschied mehr scheinbar als wirklich ist. Ist die Reuss'sche Art wirklich ein *Trochoseris*, wie Reis annimmt — und alles spricht dafür —, so dürfte sie auch wie alle übrigen Arten der Gattung[1] eine, wenn

[1] Milne Edwards und Haime, Histoire naturelle des Coralliaires. 3. p. 57.

auch gelegentlich tiefliegende Achse besitzen. Reis stellt die Form als Jugendstadium zu *T. difformis* Reuss, bei welcher der letztere Autor a. a. O. die Achse angibt. Er betont auch die Möglichkeit einer Verwechslung mit *Dimorphophyllia oxylopha*, und wir sahen oben, daß auch Herr Checchia-Rispoli die vorliegenden Stücke zu der gleichen Art gezogen hatte, sicher irrtümlich, wie das Fehlen aller Randkelche deutlich beweist. Was die *Trochoseris distorta* Mich. des Pariser Eocän anlangt, mit welcher Reuss seine Form vergleicht, so bietet sie mit dieser sicher manche Berührungspunkte dar; doch ist die unsrige flacher und hat stärker entwickelte Septen. Im übrigen werden ähnliche Formen wie die vorliegende bereits von Seguenza a. a. O. als *Dimorphophyllia oxylopha* Reuss, *Leptophyllia dilatata* Reuss und *Trochoseris Berica* Cat. aus dem Oligocän Siziliens angegeben[1].

Dictyaraea octopartita Oppenh.

(*Goniaraea octopartita* Oppenh. bei Checchia-Rispoli.)

Vergl. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns. **13.** 1901. p. 201 (57). Taf. XVI (VI) Fig. 11, Taf. XVII (VII) Fig. 4—6 a. (*Goniaraea*).

Niveau: „Eocene".

Hinsichtlich der gegenseitigen Beziehungen von *Goniaraea* und *Dictyaraea* vergl. meinen Aufsatz über bosnische Eocänfaunen[2].

Nach eingehenden Vergleichen mit meinen Originalexemplaren von Konjavac in der Herzegowina ziehe ich das vorliegende Exemplar eines starken, seitlich zusammengedrückten, von allen Seiten mit Kelchen besetzten Zweiges mit Herrn Checchia-Rispoli meiner Art zu. Es sind meist nur 8 Primärsepten in den mehr oder weniger unregelmäßigen Kelchen vorhanden. Dazu gesellt sich meist die gleiche Zahl rein randlicher Gebilde. Die großen Poren in den Mauern und auf der mächtigen Columellarplatte sind sehr deutlich.

Es ist dies eine Form, welche bisher ausschließlich im Eocän aufgefunden wurde.

Astraeopora decaphylla Reuss.

(Unter dem gleichen Namen erhalten).

Vergl. Reuss, Paläontologische Studien. I. p. 33. Taf. XV Fig. 1.

Vergl. auch meine Priabona-Schichten. Palaeontographica. **47.** 1901. p. 52.

Niveau: „Oligocene, Strati a Lepidocycline".

Auch ich zweifle nicht daran, daß die mir vorgelegte flache,

[1] Giuseppe Seguenza, L'Oligoceno in Sicilia. Rendiconto della R. Accademia delle Scienze fisiche e matematiche. Fasc. II. Napoli 1874. (Adunanza del 7 febbraio 1874.)

[2] Vergl. Beitr. zur Paläont. und Geol. Österreich-Ungarns. **25.** 1912. p. 98 (12).

von beiden Seiten mit Kelchen besetzte Platte der Reuss'schen Art angehört, welche übrigens schon Seguenza seinerzeit aus diesem Teile Siziliens namhaft gemacht hat. Die Kelche sind von sehr wechselnder Größe, die stärksten etwa 4 mm breit, doch sind auch junge Individuen von 1—2 mm keine Seltenheit. Sie sind durch ein sehr grobsträhniges Coenenchym untereinander verbunden. An aufgebrochenen Kelchröhren beobachtet man auch die senkrechten Reihen von Poren, welche Reuss für die Form (a. a. O.) angibt. Der Kelchrand ist von groben Höckern gebildet, an welche sich seitlich nach unten Rippen ansetzen, die indessen bald im Coenenchym verschwinden. Es sind 8—10 ziemlich regellos gestellte Septen vorhanden.

Dendracis Gervillei (Defr.) Mich.

(Als *D. Gervillei* d'Achiardi eingesandt.)

Vergl. die Abbildungen bei Reuss, Paläontologische Studien. I. Taf. XV Fig. 2—5 und
Reuss, Oberburg. Taf. VIII Fig. 2—5. p. 27.

Niveau: Eocene.

Bei der sehr großen Variabilität, welche die *Dendracis Gervillei* Defrance in Westfrankreich sowohl im Cotentin wie an der unteren Loire entwickelt (mir liegt aus beiden Gebieten ein sehr großes Material, zumal durch die eifrigen und erfolgreichen Aufsammlungen von Herrn Paul Bamberg, vor) und bei der sehr ungenügenden Beschreibung, welche diese Form bisher gefunden hat, dürfte es von Reuss zum mindesten verfrüht gewesen sein, die südeuropäischen Typen von dieser Stammform spezifisch abzutrennen. Nicht nur hat man bei der Durchsicht der Figuren, wie bei der Bestimmung eigener Vorräte den Eindruck, daß hier Artenspalterei getrieben wurde, sondern man muß selbst hinsichtlich der zuerst von Reuss aus Oberburg beschriebenen Type der *Dendracis Haidingeri* erkennen, daß die Unterschiede mit *D. Gervillei* doch nur äußerst minimale sind und daß gerade die Beziehungen zu *Madrepora lavandulina* Mich. für die westfranzösische Art mindestens in demselben Grade vorhanden sind wie für die Vorkommnisse der Südalpen. Ich möchte daher vorläufig, d. h. bis zu einem eingehenderen Studium des Gattungstypus mit d'Achiardi, die letzteren Formen nicht von *Dendraeis Gervillei* abtrennen [1]. Für das vorliegende, schon von Herrn Checchia-Rispoli als *D. Gervillei* d'Ach. bestimmte Exemplar liegt um so weniger Veranlassung und Berechtigung zu weiteren Scheidungen vor, als dieses stark abgerollt ist und bei ihm gerade diejenigen Merkmale nicht zur Beobachtung gelangen, welche Reuss bei seinen Abtrennungen be-

[1] Vergl. Studio comparativo fra i Coralli del terreni terziari del Piemonte e dell' Alpi Venete. Pisa 1868. p. 73.

nutzte. Will man ganz vorsichtig sein, so wird man das Stück als *Dendracis* sp. bezeichnen, doch ist die einzige sichere *Dendracis*-Art in Europa[1] bisher die *D. Gervillei* Defr.

Porites Checchiae n. sp.
(Als *Columnastraea Caillaudii* M. Edw. und H. erhalten.)

Niveau: „Eocene".

Das Polypar hat die Gestalt eines Kuchens, der von beiden Seiten die Endigungen resp. Durchschnitte der langen, röhrenförmigen Zellen trägt. Eine Anheftungsstelle ist nicht zu erkennen; trotzdem dürfte das Polypar auf der einen der beiden Breitseiten auch geruht haben, und nicht etwa als das keulenförmige Ende eines Zweiges aufzufassen sein, da die Zellen sich nur in der einen Richtung hin erstrecken und an den beiden Endigungen nicht abweichend orientiert sind. Das Stück ist übrigens nur klein, seine Durchmesser betragen 15—38 mm bei einer Dicke von 10 mm.



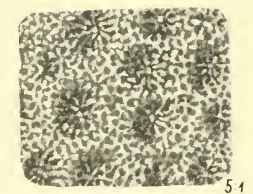


Fig. 1.
Porites Cecchiae n. sp. Unten: Einzelheiten der Oberfläche in fünffacher Vergrößerung. Original in der Universitätssammlung zu Palermo.

Die Zellen sind auffallend klein, $\frac{1}{2}$ bis höchstens 1 mm breit. Eine Außenmauer ist kaum entwickelt. Die Gestalt ist nur selten regelmäßig kreisförmig, häufiger verzerrt und mehr oder weniger in die Länge gezogen. Selten grenzen sie mit scharfem Rücken aneinander. Meist sind sie durch coenenchymatöse, von groben Poren durchsetzte Ausbreitungen verbunden. Es sind 8—12 ziemlich kompakte Septen vorhanden, welche eine Regelmäßigkeit der Anordnung vermissen lassen. Ihr freier Rand ist in grobe Körner zerlegt, welche im Innern des flachen Kelches einen Pfählchenkranz um die Achsenpapille herum bilden. Wenigstens glaubt man dies an den wenigen Kelchen zu erkennen, deren Inneres freizulegen war.

[1] Aus dem Eocän der südlichen Vereinigten Staaten (Georgia) wird eine *D. tubulata* Lonsdale angegeben, die aber auch generisch unsicher ist. Vergl. Milne Edwards und Haime, Histoire naturelle des Coralliaires. 3. p. 170, und Vaughan, Eocene and lower oligocene Coral Faunas of the United States. U. S. Geological Survey. Washington 1900. p. 193. Taf. XXII—XXIV. Auch hinsichtlich der von J. Felix in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884. p. 425—426 beschriebenen neuen *Dendracis*-Arten dürften noch manche Zweifel selbst hinsichtlich ihrer generischen Stellung gestattet sein.

Wenn auch die relative Kompaktheit der Septen an *Litharaea* erinnert, so ist die Form doch in allen übrigen Zügen, zumal auch in der geringen Anzahl ihrer Septen, ein echter *Porites*. Jedenfalls kenne ich in beiden Gattungen im älteren Tertiär nichts näher Verwandtes, geschweige Identisches mit dieser so ungemein kleinkelchigen Form. Auch die Kelche von *P. minuta* Reuss aus dem venetianischen Oligocän [1], welche sich außerdem durch ihren konzentrischen Aufbau und die kantigen Zwischenwände unterscheidet, sind trotz ihrer spezifischen Bezeichnung im Verhältnis zu unserer Art, deren Kelche sie um das Doppelte etwas übertreffen, noch groß zu nennen. Eher dürfte noch *P. pusilla* Felix aus dem ägyptischen Miocän [2] nach der geringen Größe der Einzelkelche für den Vergleich in Frage kommen; doch hat auch dieser „sehr scharfe, deutliche, unregelmäßig polygonal erscheinende Wandungen" und läßt die coenenchymatösen Ausbreitungen gänzlich vermissen.

Schlußfolgerungen.

Es ergibt sich somit, daß auch die von Herrn Checchia-Rispoli als Eocän bezeichneten Schichten eine Korallenfauna einschließen, welche man sonst ausschließlich in oligocänen Sedimenten zu finden gewohnt ist. Und zwar sind es die gewöhnlichen Erscheinungen der Schichten von Castelgomberto, welche uns hier entgegentreten. Der Eindruck verhältnismäßiger Jugend, welchen diese Korallenfauna bei der ersten flüchtigen Untersuchung in mir erweckte, ist durch ein weiteres und eingehenderes Studium nur bestärkt worden. Nur die einzige *Dictyaraea octopartita* Oppenh., welche sonst allerdings ausschließlich in älteren, eocänen Horizonten auftritt, könnte für ein höheres Alter der sie einschließenden Schichten ins Feld geführt werden. Wenn man von ihr abstrahiert, sucht man vergebens nach Momenten, welche paläontologisch, und zwar mit Hilfe der Korallen, eine Scheidung in zwei Horizonte rechtfertigen würden, wie sie diese Herr Checchia-Rispoli, wie es scheint ausschließlich auf Grund der Foraminiferen, zu vertreten scheint.

Die Schichten, welche die mir vorgelegten Korallen enthalten, sind meines Wissens nur zweimal eingehender paläontologisch betrachtet worden. Zuerst war es schon 1874 Giuseppe Seguenza [3], welcher aus jenen die Korallen der Schichten von Castelgomberto angibt, und zwar einen großen Teil der Arten, welche auch ich aufgefunden habe, so:

---

[1] Vergl. Paläontologische Studien. p. 36. Taf. XV Fig. 8.

[2] Vergl. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884. p. 445. Taf. V Fig. 6.

[3] L'Oligoceno in Sicilia. Rendiconto della R. Accademia della Scienze fisiche e matematiche, Fasc. II. Napoli 1874. (Adunanza del 7 febbraio 1874.)

Stylophora conferta Reuss
Stylocoenia lobato-rotundata Mich. sp.
— *taurinensis* Mich. sp.
Heliastraea Guettardi Defr.
Isastraea Michelottiana Cat. sp.
— *elegans* Reuss
Mycedium hypocrateriforme Menegh.
Astraeopora decaphylla Reuss.

Der hier zitierte *Porites micrantha* Reuss könnte vielleicht dem neuen *P. Checchiaea* mihi, *Latimäandra limitata* Reuss allem Anschein nach meiner *Hydnophyllia tenera* Reuss entsprechen.

Seguenza kommt zum Resultate, daß es sich einmal um Äquivalente der Schichten von Castelgomberto handle, wie zweitens derjenigen von Crosara. Da er die letzteren mit d'Achiardi noch als die letzte Zone des Eocäns auffaßt, so glaubt er, daß auch diese in dem Komplex noch mitenthalten sei, und dies um so mehr, als er an einigen Exemplaren beobachtet, daß „an ihnen noch Fragmente der Kalke und Mergel befestigt seien, welche sich auf die letzte Zone des Eocäns bezögen, und welche die für diese charakteristischen Alveolinen und Nummuliten enthielten".

Es liegt dann allerdings ein leichter Widerspruch darin, wenn Seguenza fortfährt und als das Resultat seiner Untersuchung schließt, „da die Paläontologie also in vollständiger Übereinstimmung mit den stratigraphischen Schlüssen sich befindet, muß man ebenfalls folgern, daß die Zone der argille scagliose mit dem auf sie folgenden Sandstein, wie er vorher beschrieben wurde, das Oligocän in Sizilien vertreten". Die Beobachtung von Bruchstücken kalkiger Gesteine mit den für die argille scagliose charakteristischen Nummuliten und Alveolinen ist zweifellos sehr wichtig und müßte im einzelnen näher geprüft werden, zumal im Hinblick auf die näher und möglichst genau zu bestimmenden Arten dieser Foraminiferen. Vielleicht ist im übrigen der obere Sandstein Seguenza's das, was Checchia-Rispoli als „Strati a Lepidocycline" bezeichnet? Außerdem gibt dieser hervorragende, seinerzeit auf dem Gebiete des Tertiärs so sachkundige Autor zusammen mit den Korallen noch einige Molluskenarten an, welche wie *Natica angustata* Grat., *Turbo Asmodei* Brong. und *Cerithium Meneguzzoi* Fuchs äußerst charakteristische Typen des Oligocäns sind.

Das gleiche tut im wesentlichen de Gregorio, der zweite Autor, welcher sich, und zwar 1881, mit dem paläontologischen Inhalt dieser Schichten beschäftigt hat[1]. Auch er gibt eine große Fülle von Oligocänarten aus diesen argille scagliose an, und wenn auch manches hier Zweifel und Kritik herausgefordert, so kommt man doch bei der Durchsicht der Tafeln mit dem Autor zu dem

[1] Sulla Fauna delle Argille Scagliose di Sicilia (Oligocene-Eocene) e sul Miocene di Nicosia. Memoria Paleontologica di Antonio de Gregorio. Palermo 1881.

Schlusse, daß hier im wesentlichen eine oligocäne Fauna vorliegt. Allerdings sollen auch einige wenige eocäne Formen vorhanden sein, welche aber meist nicht abgebildet werden, oder so, daß, wie bei *Natica caepacea* LAMAK. a. a. O. Taf. II Fig. 3, eine sichere Entscheidung über die Richtigkeit der Bestimmung nicht vorzunehmen ist. Der *Echinolampas,* welchen DE GREGORIO[1] als *E. Suessi* LAUBE beschreibt und abbildet, zeigt allerdings, wie zugegeben werden soll, manche Ähnlichkeit mit dieser Eocänart, doch wären hier wohl noch weitere Untersuchungen und eine Kenntnis zumal des Profiles notwendig, um ein sicheres Resultat zu ermöglichen. Immerhin spricht, wie erwähnt, die große Mehrzahl der Formen für Oligocän und in erster Linie auch die Korallen, von denen auch DE GREGORIO einige erwähnt, und (p. 42. Taf. III Fig. 1 a—b) auch die eine als *Phyllocoenia Héberti* DE GREG. beschreibt und abbildet, welche, wie auch der Autor selbst stark in Erwägung zieht, nach meiner Auffassung mit *Heliastraea Guettardi* DFR. zu vereinigen ist.

Es würde also nach der Auffassung von SEGUENZA und DE GREGORIO der größte Teil der argille scagliose in der Umgegend von Isnello dem Oligocän zufallen, und die von mir vorgenommene nähere Untersuchung der Korallenreste steht zum mindesten nicht im Widerspruch mit diesen Annahmen. Es würde also damit der Beweis geliefert sein, daß die argille scagliose stellenweise das Oligocän bis zum Stampien hinauf in sich einschlößen und damit würde eine Bekräftigung der zumal von ROBERT DOUVILLÉ geäußerten Ansicht gewonnen sein, daß auch in den Fällen, in welchen Lepidocyclinen in diesen argille scagliose enthalten sind, das gleiche zutrifft.

Berlin-Lichterfelde, April 1914.

Miscellanea.

Preisausschreiben. Die Rheinische Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung schreibt folgende drei Preisaufgaben aus dem Gebiete der menschlichen Vorgeschichte aus:

1. Es sind die Materialien zusammenzustellen für die Erörterung der Frage nach den Landverbindungen, die zur Tertiär- und Quartärzeit im Atlantischen Ozean und im Mittelmeer für die Wanderungen der Primaten bestanden haben. Preis 800 *M.*

2. Es sind die Tatsachen zusammenzustellen und zu erörtern, die auf einen zeitlichen oder ursächlichen Zusammenhang zwischen der Umbildung der Tierwelt (und des Menschen) und den klimatischen Änderungen während der jüngsten Tertiärzeit und der Diluvialzeit hindeuten. Preis 800 *M.*

[1] p. 11. Taf. I Fig. 2.

3. Welche anatomischen und physiologischen Anhaltspunkte sind vorhanden zur Erklärung des aufrechten Ganges beim Menschen? Preis 800 *M.*

Die Arbeiten sind in deutscher Sprache abzufassen und in Maschinenschrift geschrieben bis zum 1. Januar 1916 mit Motto versehen an den Vorsitzenden der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung in Bonn, Nuß-Allee 2, einzusenden. Ein geschlossenes Kuvert, mit demselben Motto versehen wie die eingesandte Arbeit, muß den Namen des Verfassers enthalten.

Personalia.

Im Kampfe fürs Vaterland gefallen.

Dr. **Fritz Felix Hahn** fiel am 8. September 1914 vor Nancy als Leutnant der Reserve im 3. Bayrischen Feldartillerie-Regiment. Geboren am 29. Mai 1885 in München. Studierte an den Universitäten München, Berlin und Marburg und erwarb in München 1910 summa cum laude seinen Doktor. 1911 bis 1912 war er als Kurator an der Columbia University in New York bei Professor Grabau angestellt. Am 1. April 1913 trat er als wissenschaftlicher Assistent an der K. Naturaliensammlung in Stuttgart ein und war dort speziell mit der Neuaufstellung der paläontologischen Sammlung beschäftigt. Sein Hauptarbeitsgebiet lag in den Alpen und eine Reihe von vortrefflichen Publikationen ließen das Beste von diesem kenntnisreichen und klardenkenden Mitarbeiter erwarten. Sein Verlust wird jedenfalls von allen, die ihn näher gekannt haben, tief beklagt werden.

Das Neue Jahrbuch beklagt in ihm einen zwar erst seit kurzer Zeit tätigen, aber durch besonderen Scharfsinn und Beherrschung der schwierigen Probleme des Alpengebirges ausgezeichneten Mitarbeiter.

Dr. **C. Guillemain**, Privatdozent für Geologie und Geographie an der Technischen Hochschule zu Aachen, wurde in Breslau zum Dr. promoviert. Er ist bekannt durch seine Forschungsreisen im Kongogebiet und in Südamerika. Sowohl die Petrographie und der geologische Aufbau als auch besonders die Kenntnis der Erzlagerstätten dieser Gebiete wurden durch seine grundlegenden Arbeiten bereichert.

Ernannt: Dr. **P. Niggli**, Privatdozent an der Universität und Technischen Hochschule in Zürich, zum etatsmäßigen außerordentlichen Professor für physikalisch-chemische Mineralogie und Petrographie an der Universität Leipzig.

Habilitiert: Dr. **Walther Penck** als Privatdozent für Geologie an der Universität Leipzig.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

1. Dezember 1914 No. 23

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Kristallwinkelveränderung verwandter Stoffe beim Wechsel der Temperatur. I.

Von **F. Rinne** in Leipzig.

Mit 9 Textfiguren.

Es ist von Interesse, die Gestaltsveränderungen zu kennen, welche verwandte kristalline Stoffe beim Wechsel der Temperatur erfahren, um zu erkunden, wie sich die Verwandtschaft hierbei ausdrückt. In dem Sinne sei zunächst über die rhomboedrischen Carbonate sowie über die Plagioklase berichtet. Andere Untersuchungen werden folgen.

Die verwendete Apparatur bestand aus einem Goniometer I von R. Fuess, einer elektrisch heizbaren Vorrichtung sowie aus einem mit dieser austauschbaren Kälteapparat; sie ist andernorts von mir beschrieben [1]. Das Untersuchungsintervall erstreckte sich im allgemeinen von -170^0 bis $+600^0$, also über mehr als 750^0.

Meinen Assistenten Dr. Eissner und Dr. Westphal sage ich auch hier für ihre eifrige Betätigung an der vorliegenden Untersuchung besten Dank.

1. Rhomboedrische Carbonate.

a) Kalkspat.

An diesem Mineral hat F. E. Mitscherlich [2] als erster die Winkelveränderung nichtisometrischer Kristalle nachgewiesen. Er fand bei zwei Messungsserien, die er als die genausten hinstellt, den Rhomboederwinkel bei verschiedenen Temperaturen wie folgt:

Temperatur in ⁰ R	Stumpfer Rhomboederwinkel	Temperatur in ⁰ R	Spitzer Rhomboederwinkel
8⁰	105⁰ 3′ 59½″	8⁰	74⁰ 55′ 15″
72⁰	104⁰ 57′ 23½″	70⁰	75⁰ 2′ 5″
82⁰	104⁰ 56′ 32½″	71⁰	75⁰ 1′ 50″
127⁰	104⁰ 52′ 0″	73⁰	75⁰ 2′ 45″
131⁰	104⁰ 51′ 25″	131⁰	75⁰ 9′ 15″

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Bauer-Festband. Beil.-Bd. XXXIX. 1914. p. 388.

[2] E. Mitscherlich, Über die Ausdehnung der krystallisierten Körper durch die Wärme. Abhandlungen der Kgl. Akademie d. Wissenschaften z. Berlin aus dem Jahre 1825. p. 201.

Die Änderung beim Wechsel der Temperatur von 8° R auf 131° R, also in einem Intervall von 123° R, stellt sich darnach bei der ersten Reihe auf 12′ 34″, bei der zweiten auf 14′ 0″.

Als Veränderung durch je 80° R = 100° C gibt Mitscherlich 8′ 8″ an.

Den nachstehenden Messungen lag ein kleines Spaltrhomboeder des Isländer Vorkommens zugrunde. Zum besseren Einblick in die Verhältnisse sind die einzelnen goniometrischen Ablesungen angegeben. Es sind Normalenwinkel zweier Rhomboederflächen vollkommener Güte.

Temperatur	Messungen	Mittel
— 165° C	74° 44′ 10″ 74° 44′ 11″	74° 44′ 11″
— 64° C	74° 50′ 5″ 74° 50′ 8″ 74° 50′ 7″	74° 50′ 7″
20° C	74° 56′ 42″ 74° 56′ 48″ 74° 56′ 50″	74° 56′ 47″
97° C	75° 3′ 24″ 75° 3′ 28″ 75° 3′ 28″	75° 3′ 27″
198° C	75° 12′ 46″ 75° 12′ 50″ 75° 12′ 54″	75° 12′ 50″
294° C	75° 22′ 0″ 75° 21′ 58″ 75° 22′ 6″	75° 22′ 1″
398° C	75° 32′ 42″ 75° 32′ 42″ 75° 32′ 47″	75° 32′ 44″
524° C	75° 45′ 48″ 75° 45′ 50″ 75° 45′ 56″	75° 45′ 51″
596° C	75° 53′ 34″ 75° 53′ 28″ 75° 53′ 32″	75° 53′ 31″

Hiernach beträgt die Änderung der Gestalt des Kalkspatrhomboeders im Intervall — 165° bis 596° (zusammen 761°) 1° 9′ 20″, sie ist also recht kräftig. Die Änderung auf je 100° C beziffert sich zu 9,1′. Wie Fig. 1 zeigt, ist die entsprechende Kurve bei tiefen Temperaturen ein wenig flacher als über 20°.

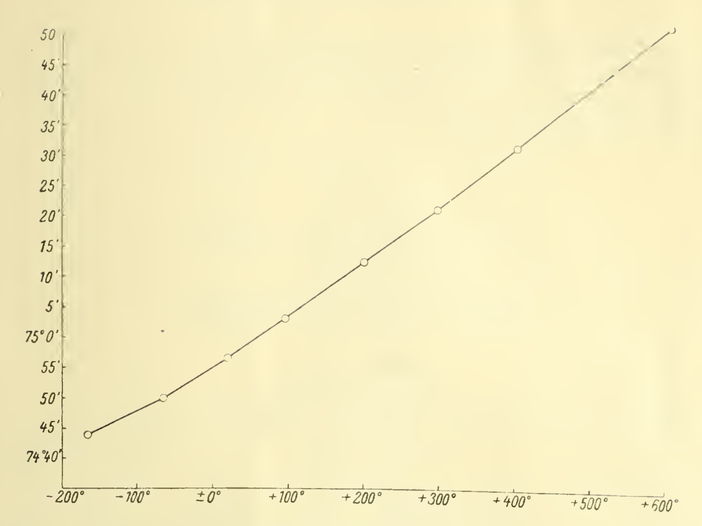


Fig. 1. Winkeländerung des Kalkspatrhomboeders {10$\bar{1}$1} im Temperaturintervall von — 165° C bis + 596° C.

Das Achsenverhältnis des untersuchten Kalkspats beträgt:

bei — 165° a : c = 1 : 0,8508
20° a : c = 1 : 0,8549
596° a : c = 1 : 0,8733

b) Dolomit.

Mitscherlich gibt Fundort und eine Analyse des von ihm verwerteten Materials nicht an. Er fand an Spaltrhomboedern, deren Flächen anpoliert wurden, gegenüber 15° R, eine Verschärfung des Polkantenwinkels

bei 131° R um 5′ 48¾″
132° R um 5′ 43¾″
133° R um 6′ 28¾″

bei einem anderen Exemplar

bei 123° R um 5′ 11″
129° R um 5′ 37″

Als Mittel der Änderung gibt Mitscherlich für 80° R an 4′ 6″ bezw. 3′ 53″.

Mir lag Dolomit von Sterzing zur Untersuchung vor. Seine Analyse lieferte:

$CaCO_3$	49,62 %
$MgCO_3$	45,39 %
$FeCO_3$	4,98 %
Summe . . .	99,99 %

Darnach verhält sich bei dem untersuchten Material $CaCO_3$: $MgCO_3$: $FeCO_3$ = 1,093 : 1 : 0,109.

Die Ergebnisse der thermischen Untersuchung sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

Temperatur	Messungen	Mittel
— 170° C	73° 39′ 1″	73° 38′ 59″
	73° 38′ 58″	
	73° 38′ 57″	
— 64° C	73° 41′ 42″	73° 41′ 42″
	73° 41′ 42″	
22° C	73° 45′ 20″	73° 45′ 18″
	73° 45′ 16″	
	73° 45′ 14″	
	73° 15′ 23″	
106° C	73° 49′ 21″	73° 49′ 21″
	73° 49′ 21″	
	73° 49′ 22″	
206° C	73° 54′ 30″	73° 54′ 27″
	73° 54′ 23″	
	73° 54′ 28″	
307° C	73° 59′ 40″	73° 59′ 41″
	73° 59′ 44″	
	73° 59′ 38″	
409° C	74° 5′ 14″	74° 5′ 18″
	74° 5′ 19″	
	74° 5′ 20″	
494° C	74° 10′ 5″	74° 10′ 0″
	74° 10′ 0″	
	74° 9′ 55″	
590° C	74° 15′ 44″	74° 15′ 41″
	74° 15′ 40″	
	74° 15′ 40″	

Es stellt sich also die Änderung des Dolomitspaltrhomboeders im Intervall — 170° bis 590° C (zusammen 760°) auf die Differenz von 73° 38′ 59″ und 74° 15′ 41″ = 0° 36′ 42″ und das Mittel für je 100° C ist 4,8′.

Achsenverhältnis bei — 170° a : c = 1 : 0,8304
22° a : c = 1 : 0,8324
590° a : c = 1 : 0,8419

Eine diagrammatische Übersicht der thermischen Veränderung des Dolomits gibt Fig. 2.

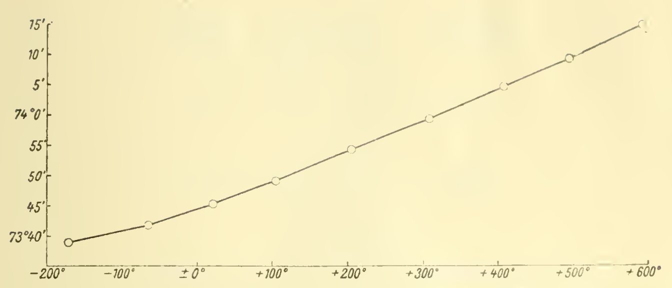


Fig. 2. Winkeländerung des Dolomitrhomboeders {1011} im Temperaturintervall von — 170° C bis 590° C.

c) Eisenspat.

Mitscherlich benutzte Material von Ehrenfriedersdorf in Sachsen, dessen Analyse durch Magnus einen sehr hohen Gehalt an $MnCO_3$ ergab: $FeCO_3$ 59,99; $MnCO_3$ 40,66. Die Rhomboederflächen wurden anpoliert und ergaben in ihrem Polkantenwinkel gegen 16° R eine Verschärfung folgender Art:

bei 124° R um 3′ 5″
126° R um 3′ 15″
135° R um 3′ 20″

Als Mittelwert der Veränderung für je 80° R wird angegeben 2′ 22″.

Für meine Untersuchungen diente ein Eisenspat von East Pool in Cornwall. Er lieferte bei der Analyse:

$FeCO_3$	96,34 %
$MnCO_3$	2,52 %
$MgCO_3$	0,69 %
Summe . . .	99,55 %

Die Winkelmessung bei verschiedenen Temperaturen erwies folgendes:

Temperatur — 165° C, Mittel aus 15 Messungen 72° 59′ 51″

Temperatur	Messungen	Mittel
— 60° C	73° 3′ 7″ 73° 3′ 5″ 73° 3′ 9″	73° 3′ 7″
22° C	73° 3′ 52″ 73° 3′ 50″ 73° 3′ 47″	73° 3′ 50″
104° C	73° 6′ 45″ 73° 6′ 43″ 73° 6′ 39″	73° 6′ 42″

Temperatur	Messungen	Mittel
200° C	73° 10′ 3″ 73° 10′ 3″ 73° 9′ 56″	73° 10′ 1″
302° C	73° 13′ 46″ 73° 13′ 40″ 73° 13′ 38″	73° 13′ 41″
385° C	73° 16′ 45″ 73° 16′ 52″ 73° 16′ 41″	73° 16′ 46″

Bei weiterem Erhitzen wurden die Signale undeutlich, offenbar unter dem Einfluß einer Zersetzung des Materials. Ein zweites Beispiel lieferte bei 20° C der Winkel 73° 3′ 40″ und bei 306° C 73° 13′ 46″ in guter Bestätigung der ersten Messungsserie. Unter Zugrundelegung dieser stellt sich die Veränderung zwischen — 165° und 385° C (Intervall 550°) auf die Differenz von 72° 59′ 51″ und 73° 16′ 46″ = 0° 16′ 55″. Mittel für 100° 3,1′.

Achsenverhältnis bei — 165° a : c = 1 : 0,8184
22° a : c = 1 : 0,8194
385° a : c = 1 : 0,8235

Die Fig. 3 gibt die Winkeländerung kurvenmäßig wieder.

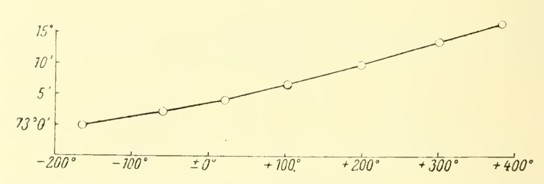


Fig. 3. Winkeländerung des Eisenspatrhomboeders {10$\bar{1}$1} im Temperaturintervall von — 165° C bis 385° C.

d) Manganspat.

Es wurde Material von Diez in Nassau verwandt. Eine Analyse ergab:

$MnCO_3$	97,83 %
$FeCO_3$	1,79 %
Unlöslicher Rückstand .	0,61 %
Summe . . .	100,23 %

Es zeigte sich im übrigen, daß der Eisengehalt derselben Stufe recht wechselnd ist; er wurde in anderen Proben derselben Stufe bis zu 10% beobachtet.

Temperatur	Messungen	Mittel
16° C	73° 4′ 4″ 73° 4′ 12″ 73° 4′ 10″ 73° 4′ 7″	73° 4′ 8″
115° C	73° 10′ 14″ 73° 10′ 14″ 73° 10′ 13″	73° 10′ 14″
212° C	73° 15′ 34″ 73° 15′ 38″ 73° 15′ 41″	73° 15′ 38″

Bei 300° C zersprang das Präparat.

Veränderung zwischen 16° und 212° (Intervall 196°) 0° 11′ 30″. Mittel auf 100° 5,9′.

Achsenverhältnis bei 16° a : c = 1 : 0,8147
212° a : c = 1 : 0,8232

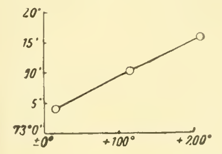


Fig. 4. Winkeländerung des Manganspatrhomboeders {10$\bar{1}$1} im Temperaturintervall von 16° C bis 212° C.

Das zahlenmäßige Ergebnis der Untersuchung von Kalkspat, Dolomit, Eisenspat und Manganspat tritt am übersichtlichsten aus den Diagrammen Fig. 1—4 heraus. Sie lassen den gemeinsamen Zug der über 0° fast geradlinig ansteigenden, unter 0° sich ein wenig verflachenden Kurve der Winkelverschärfung der Polkante des Spaltrhomboeders erkennen, gleichwie die mit dem Material wechselnde charakteristische Steilheit dieser Kurve, die beim Kalkspat am stärksten ist; es folgen in dem Sinne Manganspat, Dolomit und Eisenspat.

2. Der Winkel P : M der Plagioklase.

Soviel ich ersehe, liegen frühere Beobachtungen über die Änderung der Winkel von Plagioklasen nur in der schönen Studie von J. Beckenkamp[1] vor, in welcher er die Wanderung der thermischen Achsen im Anorthit beim Wechsel der Temperatur kennzeichnet. Es wird weiter unten darauf Bezug genommen werden.

[1] J. Beckenkamp, Über die Ausdehnung monosymmetrischer und asymmetrischer Kristalle durch die Wärme. Zeitschr. f. Kristallogr. 5. p. 436. 1881.

a) Albit.

Der Untersuchung lagen Kristalle von Dissentis, Schweiz, zugrunde, und zwar einmal ein basisches Spaltstück aus einem Zwilling nach {010}, das die Neigung (001) : (00$\bar{1}$), also den Winkel der Zwillingsriefung auf {001} genauestens zu messen gestattete, sowie ferner eine polierte Platte senkrecht {010} und zugleich parallel Achse a; sie stumpft den Winkel der Zwillingsriefung gerade ab. Bei einem von dem bei ihrer Herstellung abweichenden Wärmegrad erscheint auf ihr der Zwillingsknick, dessen mit der Temperatur wechselnde Neigung goniometrisch festgestellt wurde. Es handelt sich dabei zwar nicht um die Veränderung der Lage von {001}, sondern um die einer Fläche, die etwa 3,5° davon abweicht; indes war von vornherein anzunehmen, daß dies einen nur sehr geringen Unterschied machen würde. Das bestätigte der Versuch denn auch.

α. Basisches Spaltstück aus einem Zwilling nach {010}.

Temperatur	Winkel (001) : (00$\bar{1}$)	Mittel	Darnach Normalenwinkel (001) : (010)
— 170° C	7° 20′ 40″ 7° 20′ 47″ 7° 20′ 32″ 7° 20′ 54″ 7° 20′ 39″	7° 20′ 42″	93° 40′ 21″
— 64° C	7° 20′ 17″ 7° 20′ 18″ 7° 20′ 15″	7° 20′ 17″	93° 40′ 9″
19° C	7° 17′ 35″ 7° 17′ 44″ 7° 17′ 39″	7° 17′ 39″	93° 38′ 50″
102° C	7° 12′ 26″ 7° 12′ 30″ 7° 12′ 26″	7° 12′ 27″	93° 36′ 14″
205° C	7° 3′ 50″ 7° 3′ 48″ 7° 3′ 48″	7° 3′ 49″	93° 31′ 55″
296° C	6° 54′ 18″ 6° 54′ 25″ 6° 54′ 23″	6° 54′ 22″	93° 27′ 11″
400° C	6° 42′ 11″ 6° 42′ 10″	6° 42′ 11″	93° 21′ 6″
508° C	6° 26′ 33″ 6° 26′ 25″ 6° 26′ 30″	6° 26′ 29″	93° 13′ 15″
594° C	6° 12′ 13″ 6° 12′ 12″ 6° 12′ 8″	6° 12′ 11″	93° 6′ 6″

Hiernach ergibt sich beim Albit im Intervall — 170° bis 594° C, das heißt auf 764°, eine Veränderung des Winkels (001):(010) von 93° 40′ 21″ auf 93° 6′ 6″, also eine Verminderung um 34′ 15″, im Mittel auf je 100° 4,5′. Die Tendenz der Änderung ist eine Annäherung der P:M-Schiefe an das Monokline.

Der Verlauf dieses Wechsels wird am anschaulichsten durch die Kurve Fig. 5 wiedergegeben.

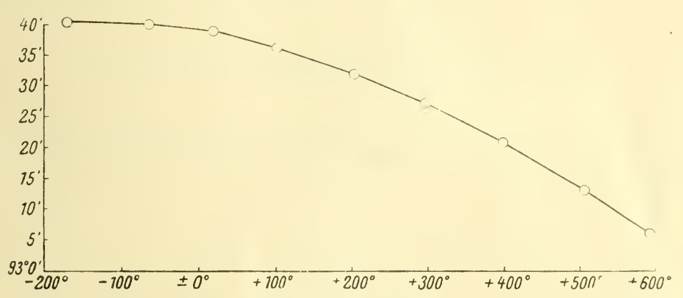


Fig. 5. Änderung des Winkels (001):(0$\bar{1}$0) bei Albit. Kristall 1.

β. Platte senkrecht {010} und zugleich parallel Achse a.

Temperatur	Veränderung gegen 20° C	Mittel	(001):(0$\bar{1}$0) [1]
— 170° C	0° 4′ 4″ 0° 4′ 9″ 0° 4′ 10″	4′ 8″	93° 40′ 54″
— 60° C	0° 3′ 7″ 0° 3′ 6″	3′ 7″	93° 40′ 24″
20° C	0° 0′ 0″	0′ 0″	93° 38′ 50″
55° C	0° 1′ 57″ 0° 1′ 51″ 0° 1′ 56″	0° 1′ 55″	93° 37′ 52″
106° C	0° 4′ 39″ 0° 4′ 39″ 0° 4′ 39″	0° 4′ 39″	93° 36′ 30″
207° C	0° 12′ 33″ 0° 12′ 41″ 0° 12′ 32″	0° 12′ 35″	93° 32′ 32″
305° C	0° 22′ 26″ 0° 22′ 20″ 0° 22′ 24″	0° 22′ 23″	93° 27′ 38″

[1] Unter Annahme, daß wie bei dem Präparat *α* der Winkel (001):(0$\bar{1}$0) bei 20° den Wert 93° 38′ 50″ hat und die angeschliffene Fläche sich wie {001} verhält.

Temperatur	Veränderung gegen 20° C	Mittel	(001) : (0$\bar{1}$0)
412° C	0° 35′ 17″ 0° 35′ 13″ 0° 35′ 22″	0° 35′ 17″	93° 21′ 11″
517° C	0° 50′ 12″ 0° 50′ 12″ 0° 50′ 3″	0° 50′ 9″	93° 13′ 45″
602° C	1° 3′ 39″ 1° 3′ 49″ 1° 3′ 45″	1° 3′ 45″	93° 6′ 58″

In Kurvenform ist das Ergebnis dieser Messungsreihe durch Fig. 6 wiedergegeben.

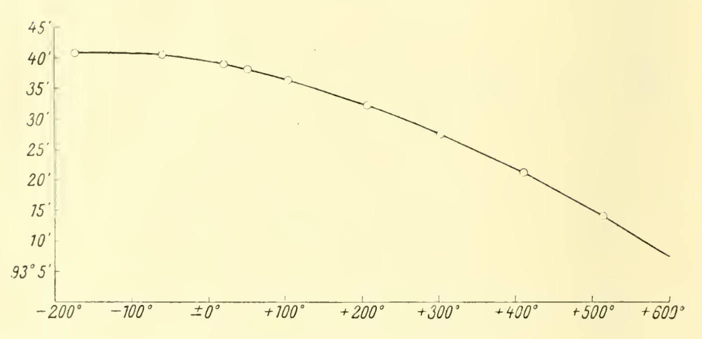


Fig. 6. Änderung des Winkels (001) : (0$\bar{1}$0) bei Albit. Kristall 2.

Anorthit.

Für die Untersuchung am Anorthit stellte mir Herr Kollege V. Goldschmidt freundlichst zwei schöne Kristalle von Monte Somma zur Verfügung. Sie dienten für eine größere Reihe später zu verwendender Messungen; hier kommt nur der Wert für P : M in Betracht.

Meßreihe am ersten Kristall.

Temperatur	(001) : (0$\bar{1}$0)	Mittel
— 170° C	94° 2′ 14″ 94° 2′ 8″ 94° 2′ 0″	94° 2′ 7″
— 64° C	94° 2′ 54″ 94° 2′ 58″ 94° 2′ 55″	94° 2′ 56″
20° C	94° 3′ 21″ 94° 3′ 20″ 94° 3′ 15″	94° 3′ 19″

Temperatur	$(001):(0\bar{1}0)$	Mittel
104° C	94° 3′ 27″	94° 3′ 27″
	94° 3′ 23″	
	94° 3′ 31″	
206° C	94° 2′ 54″	94° 2′ 56″
	94° 2′ 57″	
	94° 2′ 56″	
317° C	93° 59′ 54″	93° 59′ 56″
	93° 59′ 57″	
	93° 59′ 57″	
410° C	93° 57′ 9″	93° 57′ 14″
	93° 57′ 14″	
	93° 57′ 18″	
518° C	93° 53′ 23″	93° 53′ 22″
	93° 53′ 21″	
605° C	93° 50′ 30″	93° 50′ 30″
	93° 50′ 30″	
	93° 50′ 29″	

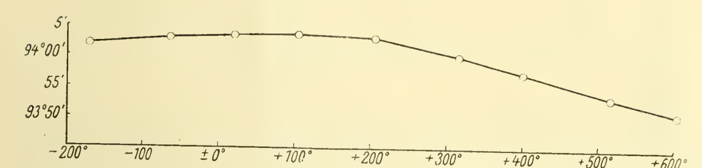
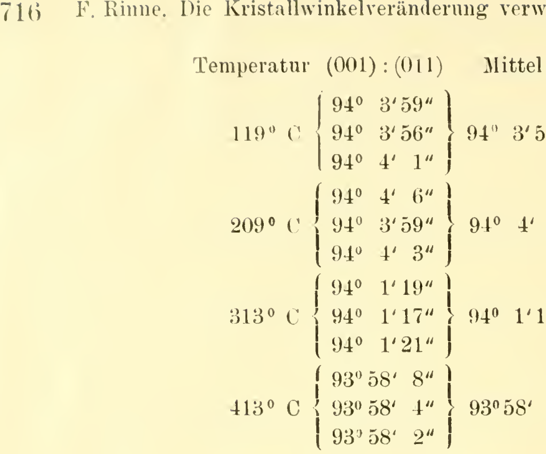


Fig. 7. Änderung des Winkels $(001):(0\bar{1}0)$ bei Anorthit. Kristall 1.

Meßreihe an dem zweiten Kristall[1].

Temperatur	$(001):(0\bar{1}0)$	Mittel
— 170° C	94° 2′ 51″	94° 2′ 55″
	94° 2′ 55″	
	94° 3′ 0″	
— 64° C	94° 3′ 29″	94° 3′ 33″
	94° 3′ 29″	
	94° 3′ 39″	
	94° 3′ 35″	
18° C	94° 3′ 43″	94° 3′ 47″
	94° 3′ 51″	
	94° 3′ 46″	

[1] Der Vergleich zwischen Kristall 1 und 2 bei Zimmertemperatur zeigt eine kleine Abweichung im Winkel $(001):(0\bar{1}0)$; er beträgt bei Kristall 1 94° 3′ 19″, bei Kristall 2 94° 3′ 47″. Es liegt das wohl an geringer Differenz im Ca-Gehalt.



Temperatur	(001) : (011)	Mittel
119° C	94° 3′ 59″	94° 3′ 59″
	94° 3′ 56″	
	94° 4′ 1″	
209° C	94° 4′ 6″	94° 4′ 3″
	94° 3′ 59″	
	94° 4′ 3″	
313° C	94° 1′ 19″	94° 1′ 19″
	94° 1′ 17″	
	94° 1′ 21″	
413° C	93° 58′ 8″	93° 58′ 5″
	93° 58′ 4″	
	93° 58′ 2″	
507° C	93° 55′ 2″	93° 55′ 3″
	93° 55′ 4″	
	93° 55′ 3″	
594° C	93° 52′ 45″	93° 52′ 48″
	93° 52′ 52″	
	93° 52′ 48″	

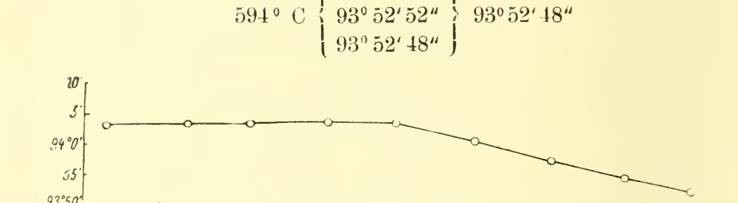


Fig. 8. Änderung des Winkels (001) : (010) bei Anorthit. Kristall 2.

Hiernach vollzieht sich beim Anorthit bei einem Zugrundelegen der Messungen am ersten Kristall im Intervall — 170° bis 605° (zusammen 775°) eine Veränderung des Normalenwinkels (001) : (01̄0) von 94° 2′ 7″ auf 93° 50′ 30″, also eine Abnahme von 0° 11′ 37″. Das gibt im Mittel auf je 100° 1,5′. Der zweite Kristall zeigte auf der Skala von — 170° bis 594° (zusammen 764°) eine entsprechende Winkeländerung von 94° 2′ 55″ auf 93° 52′ 48″, also von 0° 10′ 7″, im Mittel von je 100° 1,3′.

J. Beckenkamp fand für die Intervalle von 20° C auf 80°, 140° und 200° bei dem Anorthitwinkel P : M eine Wandlung von 85° 54′ 13,1″ auf 85° 54′ 16,3″, 85° 54′ 17,6″ und 85° 53′ 44,7″, also zunächst ein äußerst geringes Ansteigen und darauf eine sehr kleine Abnahme, der Art, daß die ganze Veränderung zwischen 20° und 140° nur 0° 0′ 4,5″ ausmacht und der Abfall auf der Strecke 140° bis 200° auch nur 0° 0′ 32,9″ beträgt.

Die höchst geringe Änderung des Winkels P : M beim Anorthit kommt in den Kurven der Fig. 7 und 8 zum Ausdruck. Erst eine

Erwärmung über 200° hinaus gibt Veranlassung zu einem etwas kräftigeren Abfall.

Labradorit von Labrador.

Es wurde eine polierte Platte senkrecht {010} und zugleich parallel Achse a studiert. Volle Ebenheit, angezeigt durch ein einziges scharfes Spaltbild am Goniometer, herrschte auf ihr bei 40° C. Bei Zimmertemperatur (18° C) machte sich die Zwillingsteilung durch einen Knick und dementsprechend am Goniometer durch zwei Spaltreflexe geltend; sie hatten 1′ Abstand. Es ist das ein Zeichen, daß die Platte beim Polieren im Wülfing'schen Schleifapparat eine Temperatur von 40° C besessen hat. Auf diesen Zustand der einheitlichen Spiegelung bei 40° C sind die nachfolgenden Zahlen verrechnet und für die Ermittelung von P : M verwertet. Dabei ist der übliche Wert von (001) : (0$\bar{1}$0) = 93° 31′ angenommen, und da von Zimmertemperatur bis 40° C sich eine Abnahme dieses Winkels von 30″ vollzieht, so gilt für P : M bei 40° der Wert 93° 30′ 30″.

Temperatur	Veränderung gegen 40° C	Mittel	Darnach (001) : (0$\bar{1}$0)
−70° C	0° 4′30″ 0° 4′30″ 0° 4′32″	0° 4′31″	93° 32′ 46″
18° C	0° 1′ 3″ 0° 1′ 0″ 0° 0′56″ 0° 1′ 0″	0° 1′ 0″	93° 31′ 0″
40° C	0° 0′ 0″	0° 0′ 0″	93° 30′ 30″
119° C	0° 3′26″ 0° 3′28″ 0° 3′28″	0° 3′27″	93° 28′ 46″
213° C	0° 7′46″ 0° 7′52″ 0° 7′46″	0° 7′48″	93° 26′ 36″
309° C	0° 12′28″ 0° 12′28″ 0° 12′18″	0° 12′25″	93° 24′ 17″
427° C	0° 18′57″ 0° 18′49″ 0° 18′53″	0° 18′53″	93° 21′ 3″
505° C	0° 24′14″ 0° 24′12″ 0° 24′14″	0° 24′13″	93° 18′ 23″
597° C	0° 29′55″ 0° 30′ 0″ 0° 29′57″	0° 29′57″	93° 15′ 31″

Die Messung bei — 170 ° C ist wegen einer gewissen Unsicherheit des Ergebnisses an dem vorher bereits vielfach erhitzten Präparat fortgelassen.

Die übrigen Daten erweisen für den Normalenwinkel (001) : (010) des Labradors im Intervall — 70 ° C bis 597 ° C (zusammen 667°) eine Abnahme von 93° 32′ 46″ auf 93° 15′ 31″, also um 0° 17′ 15″. Das gibt für je 100° C im Mittel 2,6′.

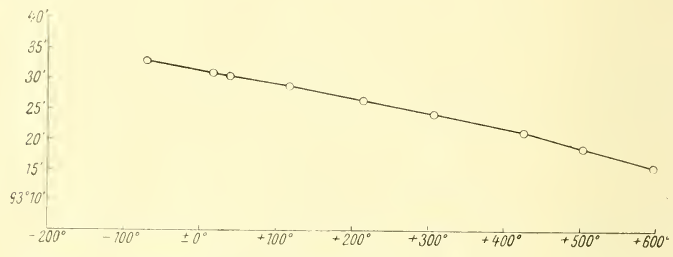


Fig. 9. Änderung des Winkels (001) : (0$\bar{1}$0) bei Labradorit.

Eine anschauliche Übersicht über die Verhältnisse der thermischen Veränderung des Winkels P : M bei den untersuchten Plagioklasen Albit, Anorthit und Labrador geben die Kurven Fig. 4—9. Die stärkste Änderung zeigt der Albit, die schwächste der Anorthit, Labrador steht dem Anorthit auch in der in Rede stehenden Hinsicht näher als dem Albit. Kennzeichnend ist bei Albit und besonders bei Anorthit die flache Neigung der Winkelkurve bei tiefen Temperaturen, die voraussichtlich auch der Labrador zeigt. Zwischen 0° und 200° weist der Anorthit ein sehr flaches Maximum der Winkelkurve P : M auf.

Institut für Min. und Petrogr. der Universität Leipzig.

Petrographische Untersuchungen am Granit von Bornholm.

Von **Georg Kalb** in Greifswald.

Mit 1 Textfigur.

(Schluß.)

Der Titanit ist als primärer Gemengteil anzusehen, wie es auch Cohen und Deecke[1] taten; sie hoben deshalb sein außerordentlich spärliches Vorkommen im Knudsbakkegranit bei dem starken Vorherrschen der Hornblende als bemerkenswert hervor.

Auf diese Erscheinungen vermögen neben der chemischen Analyse noch folgende Beobachtungen Licht zu werfen:

[1] a. a. O. p. 18, 19.

Am Knudsbakke wurde parallel den Rändern eines Pegmatitganges stark streifige Ausbildung des regellos körnigen Hauptgesteines beobachtet, die nach außen allmählich an Schärfe verliert und in einer Entfernung von 20—30 cm vom Pegmatit ganz verschwindet. In einer schmalen, ungefähr $\frac{1}{2}$—1 cm breiten Zone nahe am Pegmatit erscheint das Gestein feinkörnig und deutlich dunkler; zwischen dieser Zone und dem Pegmatit in einer Breite von ungefähr 1 cm ist es wieder normal ausgebildet. Die Grenze zwischen Pegmatit und Hauptgestein kommt trotz der kräftigen Verschweißung scharf zum Ausdruck.

Dünnschliffe aus dem äußeren Teil der streifigen Zonen lassen in der Struktur keine Abweichung vom Hauptgestein erkennen, dagegen ist die Veränderung in der mineralogischen Zusammensetzung auffallend: Titanit tritt in großer Menge auf und die Plagioklasreihe scheint nur noch aufwärts bis Oligoklas entwickelt. In der dunklen Zone nahe am Pegmatit treten Hornblende und die Erze gegenüber Biotit mehr zurück, der in immer kleiner werdenden Leistchen stark streifig angeordnet ist. In der feinkörnigen Zone sieht man u. d. M. schmale parallele Bänder, die sich bei starker Vergrößerung in ein Aggregat von Titanit und Biotitfasern auflösen. Diese mineralogischen Verschiedenheiten lassen sich aus den chemischen Verhältnissen nicht erklären, wie die Übereinstimmung der Analyse des Knudsbakkegranits mit der Analyse des Gesteins aus der streifigen Zone am Pegmatit zeigt (siehe p. 684). Dagegen geht den mineralogischen Unterschieden parallel ein Wechsel in der Textur des Gesteines. Diese Erscheinungen zwingen zu dem Schluß, daß die mineralogischen Verschiedenheiten allein auf einen Wechsel der physikalischen Bedingungen bei der Bildung zurückzuführen sind, weswegen sich diese Erscheinung mit Doelter[1] als „isotektische Differentiation“ bezeichnen läßt.

Auf Grund der Beobachtungen an der streifigen Zone des Pegmatits und der chemischen Analyse, die uns den hohen Titangehalt des regellos körnigen Gesteines gezeigt hat, ist anzunehmen, daß in einem Magma von der Zusammensetzung des Knudsbakkegranites unter ähnlichen physikalischen Bedingungen, wie sie auch bei der Bildung der Granite von Hammeren und Rödklöv herrschten, Titanit im Gegensatz zu diesen Gesteinen nur wenig oder gar nicht zur Ausbildung gelangen kann. Offenbar wird durch frühzeitige Ausbildung der Hornblende der Ca-Gehalt in Anspruch genommen, während der Titangehalt schon z. T. in den Erzen zur Ausscheidung kam und der Rest in Hornblende und Biotit eingeht, während unter veränderten physikalischen Bedingungen, wie sie in der stark streifigen Zone am Pegmatit zum Ausdruck kommen, Titanit in erheblicher Menge zur Ausbildung gelangen kann.

[1] C. Doelter, Petrogenesis. Braunschweig 1906. p. 87.

Bemerkenswert scheint uns hier noch eine lokale streifige Ausbildung des Svanekegranites (in der Bucht „Nörrevig"), in der Biotit weit über Amphibol vorherrscht, während doch im Hauptgestein diese dunklen Gemengteile ungefähr in gleicher Menge vorhanden sind. Diese Erscheinung, zusammen mit den entsprechenden an den Pegmatiten, macht es wahrscheinlich, daß das relative Mengenverhältnis von Biotit und Amphibol in diesen Fällen nicht durch chemische Verschiedenheiten im Magma, sondern durch Unterschiede in den physikalischen Bedingungen bei der Ausscheidung bedingt sind.

Diese Beobachtungen geben gewiß keine Erklärung für die beschriebenen Erscheinungen, doch können sie wohl weiteren Untersuchungen, vielleicht auch Experimenten den Weg weisen, welch letztere in dieser Frage bisher noch keinen Anhaltspunkt gegeben haben (vergl. Doelter, Petrogenesis. Braunschweig 1906, p. 146, auch Ed. Reyer, Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine. Wien 1877, p. 159, 160). Schließlich soll noch auf eine Übereinstimmung der vorliegenden Beobachtungen mit solchen von Salomon am Tonalitgneis hingewiesen werden. Salomon sagt, „daß die stark geschieferten Varietäten meist sehr arm an Hornblende sind. Es scheint das darauf zu beruhen, daß bei der Schieferung die Hornblende zerstört und Biotit gebildet wird. Tatsächlich beobachtete ich an mehreren Stellen . . . ., Biotitanhäufungen, die wie Pseudomorphosen nach Hornblende aussehen"[1]. Auf die Erklärung dieser Erscheinungen durch Salomon soll hier nicht eingegangen werden; es kommt nur auf die Übereinstimmung der Beobachtungen an.

Somit hat sich gezeigt, daß die mineralogische Verschiedenheit der drei Typen Hammeren, Rödklöv und Knudsbakke sich gut auf die chemischen Unterschiede, der Gegensatz zwischen dem titanitfreien Knudsbakkegranit und der titanitreichen Zone am Pegmatit auf physikalische Unterschiede zurückführen läßt.

Es fragt sich nun weiter, ob auch die Strukturunterschiede bei den drei Granittypen von Hammeren, Rödklöv und Knudsbakke den chemischen Verschiedenheiten und somit auch dem wechselnden Mengenverhältnis der Gemengteile parallel gehen.

Wenn wir von den dunklen Gemengteilen absehen, die wegen ihrer zerfetzten und löcherigen Ausbildung hier nicht berücksichtigt werden können, so scheint beim Knudsbakkegranit im mikroskopischen Bilde der Plagioklas stark vorzuherrschen. Der Kalifeldspat, der an Menge dem Plagioklas nahekommt, findet sich fast nur in paralleler Verwachsung mit Plagioklas, indem er letzteren gewöhnlich vollständig umwächst. Der an Menge hinter den Feld-

[1] W. Salomon, Die Adamellogruppe. II. Teil (Quartär-Intrusivgesteine). Wien 1910. p. 519. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. 21. Heft 2.

spaten zurückstehende Quarz kommt in geringer Menge mit Plagioklas und in größerer Menge mit Kalifeldspat verwachsen vor, so daß niemals deutliche kristallographische Grenzen zwischen Feldspat und Quarz zur Ausbildung gelangen. Im Granit von Rödklöv gewinnt der Kalifeldspat die Vorherrschaft; wenn er auch hier noch vielfach den Plagioklas randlich umwächst, so tritt er doch schon mehr in selbständigen Individuen auf. Der Quarz, der an Menge im Vergleich zum Gehalt im Knudsbakkegranit zugenommen hat, erscheint fast immer mit Kalifeldspat in mikropegmatitischer Verwachsung. Im Hammergranit beherrschen Kalifeldspat und Quarz das mikroskopische Bild. Die parallele Umwachsung von Plagioklas durch Kalifeldspat tritt mehr zurück; hingegen wird hier manchmal Kalifeldspat von Plagioklas parallel umwachsen, so daß Anklänge an die bekannte Umwachsung beim Rapakivi entstehen. Parallel der starken Zunahme der sauren Glieder der Plagioklasreihe macht sich eine Zweiteilung der Plagioklase geltend: wir beobachten große Oligoklase und kleine Albit-Oligoklase, von denen letztere meist mit Quarz myrmekitartig verwachsen sind. Diese Zweiteilung der Plagioklase läßt sich schon im Granit von Rödklöv erkennen, doch erscheinen hier die Albit-Oligoklase meist als parallele Fortwachsungen der Kalifeldspate weniger selbständig. Diese Verwachsung deutet auf ziemlich späte Ausbildung der Albit-Oligoklase aus dem Magma. Der Quarz, der im Hammergranit in größerer Menge ausgebildet ist, tritt gegenüber dem des Granites von Rödklöv wieder selbständiger auf.

Es zeigt sich also, daß auch die strukturellen Unterschiede in der Gesteinsreihe Hammeren, Rödklöv und Knudsbakke einem Wechsel im Mengenverhältnis der Gemengteile, vor allem der einzelnen Glieder der Plagioklasreihe, parallel laufen.

Auf Grund der deutlichen Übergänge in mineralogischer Zusammensetzung und Struktur bei der Gesteinsreihe Hammeren, Rödklöv und Knudsbakke läßt sich wohl behaupten, daß in diesen Granitarten nur eine chemische Differentiation desselben Magmas zum Ausdruck kommt.

Für den Paradisbakkegranit ersehen wir aus den Osann'schen Formeln und Molekularquotienten auf p. 685 eine ähnliche Zusammensetzung wie beim Knudsbakkegranit; nur in C und F zeigen sich kleinere Abweichungen, die auch in der mineralogischen Ausbildung deutlich werden: entsprechend dem kleineren Wert für F treten gegenüber dem Knudsbakkegranit die dunklen Gemengteile im Paradisbakkegranit mehr zurück, und Biotit und Hornblende halten sich ungefähr die Wage. Dem größeren Wert für C entspricht hier ein Vorwiegen des Plagioklases; obgleich die Plagioklasreihe, die im Knudsbakkegranit bis Andesin geht, hier nur bis Oligoklas ausgebildet ist, so macht sich doch das Vorwiegen der Plagioklase durch die große Menge der sauren Glieder geltend.

Während sich mithin ganz allgemein für den Bornholmer Granit eine Abhängigkeit der mineralogischen Ausbildung von der chemischen Zusammensetzung zeigen läßt, ist eine entsprechende Abhängigkeit der Struktur nicht nachzuweisen. Bei den verhältnismäßig geringfügigen Unterschieden in der Zusammensetzung läßt sich eine derartige Abhängigkeit um so weniger erwarten, als der hervorragendste texturelle Unterschied, die Entwicklung einer Paralleltextur, zweifellos auf physikalische Verschiedenheiten bei der Gesteinsentwicklung zurückzuführen ist.

Zur texturellen Vergleichung eignet sich am besten folgende Gesteinsreihe:

Granite von Hammeren, Oleskirke (Hauptgranit) und Gudhjem.

Gegenüber dem Hammergranit zeigen die Granite von Oleskirke (Hauptgranit) und Gudhjem eine schwache Zunahme des Biotits und Eintreten der Hornblende (im Gudhjemgranit scheint allerdings stellenweise auch nur Biotit als dunkler Gemengteil ausgebildet); im übrigen stimmen sie mineralogisch mit ersterem überein. Während aber der Hammergranit regellos körnig erscheint, macht sich im Granit von Oleskirke eine schwache Paralleltextur geltend, die durch Parallelstellung der kleinen Zusammenhäufungen der dunklen Gemengteile bewirkt wird; u. d. M. ist von Paralleltextur nichts zu sehen. Der Gudhjemgranit dagegen besitzt makroskopisch eine ausgesprochene Lagentextur, die sich mikroskopisch in der Parallelordnung der dunklen Gemengteile deutlich zu erkennen gibt. Feldspat und Quarz zeigen trotz der Zunahme der Paralleltextur keine irgendwie hervortretende Beeinflussung: undulöse Auslöschung und gestörte Zwillingsbildung finden sich in dem regellos körnigen Hammergranit ebenso häufig wie im Gudhjemgranit mit seiner starken Paralleltextur.

Cohen und Deecke[1] führten, wie oben erwähnt, auf Grund der undulösen Auslöschung der Quarze und der gestörten Zwillingsbildung, sowie auf Grund von Mörtelstruktur, die sie als besondere Erscheinung einiger Bornholmer Granite beschreiben, die Paralleltextur auf sekundäre Einwirkung zurück.

Über Mörtelstruktur schreiben Cohen und Deecke[2]: „In einigen Graniten (Johnskapell) besteht dies zwischen gekreuzten Nicols einem bunten Mosaik gleichende Aggregat fast ausschließlich aus Quarz; doch ist diese Mörtelstruktur selbst in einem und demselben Schliff nicht unbeträchtlichen Schwankungen unterworfen. Sehr häufig verbindet sich z. B. mit derselben eine mikropegmatitische Verwachsung von Feldspat und Quarz. Da sich ferner in der Nähe größerer Feldspate die kleinen untereinander parallelen Säulen des Quarzes nicht selten senkrecht zu den Flächen der ersteren

[1] a. a. O. p. 35.
[2] a. a. O. p. 14.

stellen, so kann dadurch eine Strukturform hervorgebracht werden, welche an granophyrische Verwachsungen erinnert; doch sind derartige Partien spärlich vertreten und von geringer Ausdehnung."

Der Granit von Jonskapell besitzt schwache Paralleltextur, die u. d. M. kaum zum Ausdruck kommt. In den Gesteinen von Ringebakke, zu denen das Gestein von Jonskapell gehört, hatten wir außerordentlich starke mikropegmatitische Verwachsungen beobachtet, die z. T. recht unregelmäßig ausgebildet sind, so daß ein auffallend unruhiges Bild zustande kommt; nirgends aber konnte eine Erscheinung als Mörtelstruktur gedeutet werden, wie sie durch mechanische Beeinflussung fester Kristalle entsteht. Gegen Mörtelstruktur spricht auch, daß im Gudhjemgranit, der unter den Bornholmer Granitarten die auffallendste Paralleltextur besitzt, keine Erscheinung zu beobachten ist, die nur entfernt an Mörtelstruktur erinnert; hier treten auch die mikropegmatitischen Verwachsungen sehr zurück.

Selbst in den beschriebenen streifigen Zonen am Pegmatit von Knudsbakke, deren Paralleltextur die des Gudhjemgranites weit überwiegt, ist nichts von Mörtelstruktur zu sehen. Die undulöse Auslöschung scheint hier etwas stärker ausgeprägt zu sein, und in der streifigsten Zone nahe am Pegmatit zeigen einige Plagioklase deutlich gebogene Zwillingsstreifen. Da bei diesen streifigen Massen eine Erklärung der Paralleltextur durch sekundäre Beeinflussung des verfestigten Gesteins ausgeschlossen ist, kann sie auch für die texturell übereinstimmenden streifigen Varietäten des Bornholmer Granites nicht in Betracht kommen.

Offenbar liegt eine primäre Paralleltextur vor, wobei es dahingestellt bleiben soll, ob sie als Fluidalerscheinung zu deuten ist, oder auf eine einseitige Druckerscheinung auf das zähflüssige Magma (Piëzokristallisation)[1] zurückgeht.

Schlieren und Pegmatite.

Beim Paradisbakkegranit hatten wir kleine helle Ausbildungen von aplitischer Zusammensetzung in der Form von Flecken, Spindeln und langen, häufig gestauchten Adern beobachtet, deren ganze Erscheinung sich nur durch die Annahme erklären läßt, daß hier primäre schlierige Bildungen vorliegen. Für diese Annahme scheint uns schon die Beobachtung der gestauchten Streifen zu genügen, in denen man geradezu erstarrte Bewegungen im Magma zu sehen glaubt.

Zur Entscheidung der Frage, ob die Pegmatite der Bornholmer Granite gleichzeitig mit dem Hauptgestein oder später in der Gestalt gangförmiger Nachschübe entstanden sind, ist vor allem die

[1] E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. I. Teil. 1906². p. 63 ff.

Beobachtung der Streifigkeit des Knudsbakkegranites am Pegmatit von Wichtigkeit. Die gleiche streifige Ausbildung am Rande eines Pegmatites, nur in noch auffallenderer Weise, wurde auch an dem nahezu regellos körnigen Granit von Rödklöv beobachtet.

Übrigens findet sich streifige Textur keineswegs immer oder gleichmäßig als Begleiterscheinung pegmatitischer Bildungen: so ist sie z. B. auf derselben Seite des Pegmatitganges in sehr verschiedener Stärke ausgebildet oder sie kann auf einer Seite fast vollständig verschwinden, während sie auf der entgegengesetzten Seite des Ganges sehr scharf ausgeprägt ist.

Die Pegmatite mit randlicher Abweichung des umgebenden Gesteins vom Hauptgestein und diejenigen, an deren Ränder das anliegende Gestein gegenüber der Hauptmasse nicht den geringsten Unterschied zeigt, stimmen in ihrer mineralogischen Ausbildung vollständig überein. Charakteristisch ist dabei ihre einfache Zusammensetzung aus saurem Plagioklas (Albit-Oligoklas), Kalifeldspat und Quarz; mitunter finden sich größere Glimmertafeln.

Während alle Pegmatite in dieser aplitischen Zusammensetzung in allen Granitarten übereinstimmen, weisen sie doch auch noch Erscheinungen auf, an denen man deutlich ihre Abhängigkeit von der Granitart erkennt, in der sie auftreten. So zeigen die Pegmatite von Knudsbakke die auffallenden, durch zahllose Einlagerungen dunkel erscheinenden Quarze und häufig Eisenkies, Mineralien, die auch für das Hauptgestein charakteristisch sind; führt doch der Knudsbakkegranit allein unter den Bornholmer Granitarten Eisenkies neben Magnetit und Titaneisen. In den Pegmatiten von Hammeren finden sich oft violette Flußspatkristalle, ein Mineral, das auch im Hauptgestein häufig (beinahe in jedem Handstück) zu beobachten ist.

Zur Erklärung der abweichenden Ausbildung der Granite am Rande einiger Pegmatite, besonders der Paralleltextur, und der mineralogischen Übereinstimmung der Pegmatite mit der Granitart, in der sie auftreten, scheint uns nur die Annahme möglich, daß in diesen Pegmatiten Differentiationen vorliegen, die gleichzeitig mit der Hauptmasse erstarrt sind, im Gegensatz zu Cohen und Deecke, die für die Pegmatite von Bornholm die Erklärung als „Ausfüllungen von Kontraktionsklüften, welche sich während der Erstarrung des Granits bildeten zu einer Zeit, als letzterer noch nicht vollständig verfestigt war", am wahrscheinlichsten halten, da sich durch diese Annahme ihrer „Ansicht nach am besten die wenig scharfen Grenzen und die geringe Ausdehnung erklären" (a. a. O. p. 41).

Basische Ausscheidungen.

Charakteristisch für alle basischen Einschlüsse ist die starke Anreicherung der dunklen Gemengteile. Es zeigt sich ein Unter-

schied darin, daß in einigen Ausscheidungen, so von Ringebakke und Svaneke, das Mengenverhältnis der dunklen Gemengteile zueinander gegenüber dem Hauptgestein unverändert erscheint, während in anderen dieses Verhältnis stark verschoben ist. So ist in Ausscheidungen von Knudsbakke Biotit neben Hornblende nur ganz vereinzelt zu beobachten, dagegen im Hauptgestein in ziemlicher Menge. Nach den vorliegenden Untersuchungen zeigen die basischen Ausscheidungen von Bornholm deutlich ihre Abhängigkeit vom Hauptgestein, so daß sie nicht Einschlüsse durchbrochener Gesteine sein können, sondern als primäre Bildungen aus dem Magma selbst angesprochen werden müssen. Für einige scheint es sicher, daß sie durch Differentiation aus dem Magma hervorgegangen sind; für andere ist eine Entstehung durch örtliche Häufung der Keime der dunklen Gemengteile wahrscheinlich.

Zusammenfassung.

1. Auf Grund der deutlichen Übergänge in der mineralogischen Ausbildung und Struktur der Bornholmer Granitarten kann man mit Cohen und Deecke annehmen, daß in den einzelnen Granitarten nur chemische Differentiationen eines einheitlichen Magmas zum Ausdruck kommen.

2. Die Paralleltextur der Bornholmer Granite läßt sich nach den vorliegenden Untersuchungen nur durch Primärentstehung erklären; ob dabei einseitiger Druck (Piëzokristallisation) oder Fluktuation gewirkt haben, muß eine offene Frage bleiben.

3. Alle untersuchten Pegmatite erscheinen in ihrer Zusammensetzung deutlich von der Granitart abhängig, in der sie auftreten. Die Pegmatite, parallel deren Grenze das Hauptgestein starke Paralleltextur zeigt, sind wohl als Differentiationen anzusehen, die gleichzeitig mit dem Hauptgestein erstarrt sind.

4. Die basischen Ausscheidungen von Bornholm, die sich deutlich von ihrem Hauptgestein abhängig erweisen, sind als magmatische Bildungen anzusehen. Einige scheinen durch Differentiation im Magma entstanden, andere durch örtliche Häufung der Keime der dunklen Gemengteile.

5. Die Gesteine von Hammeren, Rödklöv und Knudsbakke, die nach Struktur und Textur vollständig übereinstimmen, also unter denselben physikalischen Bedingungen entstanden sind, zeigen eine deutliche Abhängigkeit der Plagioklase von der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins: mit dem Basischerwerden des Magmas erscheinen auch basischere Glieder der Plagioklasreihen, und es übertreffen die basischeren Glieder die saureren an Menge.

Über einige geologische Fragen aus Turkestan.

Von **D. Muschketow.**

Seit langem schon hat eine Anzahl hervorragender Forscher an der Geologie und geomorphologischen Gliederung von Zentral-Asien immer weiter gearbeitet. Die wissenschaftliche Einteilung dieser großen Fläche von Eurasien wurde mehrmals unternommen, doch im großen und ganzen besteht noch das Schema, welches J. Muschketow für Turkestan geschaffen und E. Suess bedeutend erweitert haben. In den letzten Tagen hat L. Berg [1] eine gewisse Zerteilung des Begriffes „Turkestan" unternommen, indem er die letzten Ereignisse auf den Gebieten der Bodenkunde und Geomorphologie benützte.

Seinem Vorschlag nach zerfällt Turkestan in vier Gebiete, wobei eins von ihnen — das System des Tian-schan —, dadurch charakterisiert sei, daß „die Faltungen bis in die Tertiärperiode, stellenweise bis ins Posttertiär dauerten". In der Tat, aus alledem, was uns bis jetzt vorliegt, ersehen wir, daß, obwohl einige Glieder dieses großen Systems sich in mehrfacher Hinsicht unterscheiden, diese doch durch eine große Reihe von wichtigsten Merkmalen sehr eng miteinander verbunden sind. Dieser Umstand verpflichtet uns, immer bei der Betrachtung eines einzigen Gliedes das ganze System im Auge zu halten. Jeder, der mit Turkestan auf geologisch-geographischem Gebiete beschäftigt ist, fühlt es, aber die praktische Durchführung ist schwer. Unvermeidlich kommt man bei diesem Bestreben nach wünschenswerter Fülle in eine schwere Lage, denn das Gebiet ist groß, eine Menge von allerlei Fragen enthaltend; wie man den Begriff von Turkestan auch einschränken mag, so bleibt doch die Größe seiner Oberfläche der des westlichen Europa nahe; es würde jedem wahrscheinlich recht seltsam erscheinen, wenn man in kurzen Worten die Geologie Europas im großen und ganzen besprechen würde. Andererseits, wie gesagt, hilft uns in Turkestan das Vorhandensein einer Reihe von allgemein beobachteten Vorgängen, aber auch jeder von ihnen wird jetzt schon ein Objekt spezieller Forschungen, und ohne nähere Bekanntschaft mit der gesamten Literatur, besonders ohne Kenntnis der russischen Sprache, wird eine gründliche Besprechung des Gebietes recht schwierig. Denn wenn vielleicht die Mehrzahl der letzten großen Reisen, hauptsächlich im östlichen Tian-schan, von Ausländern, vorwiegend Deutschen, durchgeführt wurde, so werden demgegenüber spezielle Arbeiten auf beschränkteren Gebieten, jetzt nur von Russen ausgeführt. Gerade in den letzten fünf Jahren erfolgte ein lebhafter Aufschwung von

[1] L. S. Berg, Versuch einer Gliederung von Sibirien und Turkestan in landschaftliche und geomorphologische Regionen. 1913.

der Seite verschiedener Regierungsorgane und wissenschaftlicher Stiftungen; eine große Zahl geodätischer, topographischer, meteorologischer, geologischer, gidrotechnischer, pedologischer und botanischer Arbeiten entstehen und erscheinen dem Geographen zu Nutz, welcher sie nicht unbeachtet lassen darf.

Im Angesicht dieses sich täglich mehrenden Materials tritt die Notwendigkeit und der Wert umfassender Besprechungen sehr hervor; aber aus allen den oben erwähnten Gründen ist deren Herstellung von ungemeiner Schwierigkeit, und manche Lücken können da leicht entstehen. Ich denke, daß die Pflicht aller dabei interessierter Fachgenossen ist, die Erscheinung solch mühevoller Werke zu begrüßen, doch zeitig auf diese Lücken aufmerksam zu machen. Nur dieses einzige Ziel verfolgend, möchte ich hier etwas der Art andeuten. Seit langem diente als einziges Compendium der entsprechenden geologischen Literatur der „Turkestan" 1. von J. Muschketow. Dreizehn Jahre später erschien die „Morphologie des Tian-schan" von M. Friederichsen, viel kürzer gefaßt, und nach demselben Zeitraum die „Ergebnisse neuer geologischer Forschung im Tian-schan" von Kurt Leuchs (Geolog. Rundschau, 4. Heft 1). In diesem Augenblicke endlich befindet sich im Drucke eine neue Auflage des ersten Bandes von „Turkestan", welche die ganze Literatur bis 1913 zusammenfaßt und außerdem mit großen Anhängen von Berg, Edelstein, Meister, D. Muschketow, Prinz, Preobrashenskij und Weber samt einer neuen geologischen Karte versehen ist. Bis jetzt also bleibt uns die Arbeit von Leuchs als einzige neue, welche unser Wissen vom Tian-schan zusammenfaßt.

Deswegen und wegen ihrer guten Ausführung ist sie überhaupt von großem Werte und von Wichtigkeit, besonders für alle, die der russischen Sprache nicht mächtig sind.

Gerade aber aus diesen Gründen scheint es mir notwendig, einige Stellen dieser sehr nützlichen Arbeit, welche, meiner Meinung nach, etwas unvollkommen oder unklar sind, im weiteren kurz zu besprechen.

Fürs erste fehlen im Literaturverzeichnis mehrere wichtige Werke (von Weber, Stepanow, Edelstein, Arghentow) außerdem einer Reihe minderwertiger, was selbstverständlich sogleich seine unangenehmen Folgen in der Besprechung zeigt.

1. Auf p. 17 sagt Leuchs, daß von den fossilienleeren paläozoischen Formationen eine Ausnahme „nur die carbonischen Sedimente" machen, was in keiner Weise richtig ist, da uns sehr viele und gute Funde aus dem Devon vorliegen, wie folgt.

2. p. 19 steht: „Silur ist bis jetzt nur an einer Stelle, in den Tschu-Ili-Bergen, südlich Balchaschsee . . ." sichergestellt, und dieses auch nur nach der Angabe von Friederichsen (1899); viel früher aber hat schon Romanowskij in seinen „Materialien . . ."

(1874, 1878, 1890) drei Fundstellen von Silur aus ganz verschiedenen Teilen von Turkestan entdeckt und beschrieben. Seitdem wurde im Jahre 1903 ein neuer Fund in der Gegend Min-Aral am Balchaschsee durch Berg gemacht und veröffentlicht (Isw. I. Russ. Geogr. O. 1904). Weiter erschien noch eine ausführliche Beschreibung dieser interessanten „Obersilurischen Fauna aus der Umgegend des Sees Balchasch" von P. Stepanow, mit einem deutschen Auszug (Verhandl. d. K. Mineralog. Gesellsch. **46**. 1909); daselbst kann man auch einen Hinweis auf einen anderen, fünften Punkt des Obersilurs, im Tal des Flusses Magian-darja (Zerafschan), finden; dieser letzte wurde von Edelstein entdeckt und beschrieben (Bull. Akad. I. d. Sc. 1907. II. Ser. No. 10). Endlich sind dieselben Ablagerungen durch Weber in Ferghana festgestellt und mit den obengenannten identifiziert (Bull. Com. Geol. **29**. 1910).

Somit ist das Vorhandensein des Silur im westlichen Tian-schan schon sichergestellt, gewiß viel ausführlicher, als man es aus der „Morphologie" Friedrichsen's ersehen kann.

3. Das eben Gesagte betrifft auch die Besprechung des Devon (p. 19—20), in welcher hauptsächlich nur die alten Mitteilungen und Ergebnisse größerer Reisen wiedergegeben sind, wogegen die festen stratigraphischen Resultate aus Ferghana vernachlässigt wurden.

Ausführlich ist das Devon in der letzten, schon zitierten Arbeit von Weber behandelt; einiges findet man in meinem vorläufigen Berichte, dann in den Jahresberichten des Geol. Com. Merkwürdig ist es auch, daß K. Leuchs, der die Arbeiten von Tschernyschew, Bronnikow, Weber und Faas im Literaturverzeichnisse und an anderer Stelle erwähnt, den Schwerpunkt derselben, welcher gerade in der Entdeckung und Dreieinteilung der devonischen Sedimente in Ferghana besteht, übersieht.

Von besonderer Wichtigkeit war die Anerkennung vollkommener Analogie zwischen den hercynischen Unterdevonsedimenten von Ferghana, Ural und Böhmen von der Seite eines der besten Kenner derselben.

Außerdem sind in der Besprechung völlig ausgelassen die sehr wichtigen Ergebnisse der Forschungen Arghentow's im Naryngebiete, welche unsere Kenntnisse über die Verbreitung der devonischen und carbonischen Sedimente bedeutend erweitern und überhaupt mehreres zur Geologie des Tian-schan beitragen (Gorn. Journ. 1911).

4. p. 22 steht: „Im westlichen Tian-schan scheint das Obercarbon zu fehlen"; das ist nicht ganz richtig, wie schon aus der genannten Arbeit von Weber, und zwar dem Text und der Karte deutlich zu ersehen ist; außerdem vergißt Leuchs das, was uns schon von den oberpaläozoischen Ablagerungen aus dem südwestlichen Turkestan, hauptsächlich durch Edelstein, bekannt ist (Mat. zur Geol. Rußl. **23**. 1906—1908).

5. Meines Erachtens können die Angaraschichten größtenteils viel enger begrenzt werden, als Leuchs dies tut, welcher sagt, „daß sie jünger als Carbon und älter als Tertiär sind" (p. 23). Es widerspricht auch der weiteren Bestimmung der Hanhaischichten von Leuchs, welche er als „vom Ende des Mesozoikums an bis in die posttertiäre Zeit gebildet ansieht" (p. 26).

Auf die Altersbestimmung der Hanhaischichten werde ich noch zurückkommen, hier möchte ich noch einiges der Reihe nach erwähnen:

6. Auf p. 26 bespricht K. Leuchs die Frage der Ferghanastufe, wobei der Leser den Eindruck erhält, als herrsche eine noch nicht entschiedene Meinungskontroverse zwischen Böhm und Vadasz einerseits und Sokolow und mir andererseits. Leider blieb dem Verfasser die zweite Schrift Sokolow's (Kritik der Arbeit von Vadasz im Ann. Geol. et miner. de Russie. 14.) unbekannt; ausdrücklich betont Sokolow (wie auch Weber), daß es unmöglich ist, diese rein stratigraphische Frage ohne jedes genaue Profil, nur auf Grund einer zufällig gesammelten kleinen Fauna, auf paläontologischem Wege zu entscheiden; dementsprechend sind die Arbeiten von Böhm und Vadasz für die Bestimmung der Ferghanastufe in keinem Falle grundlegend.

7. Auf p. 31 steht, daß meine Untersuchungen die Folgerungen Machatschek's über zwei, senkrecht aufeinander stehende tektonische Bewegungen bestätigen. Das ist ein Mißverständnis aus zwei Gründen:

a) mein Bericht erschien viel früher als der von Machatschek, und
b) ich sprach gerade von einem einheitlichen plikativen Prozesse, welcher nur mehrmals nach ein und demselben Plan sich wiederholen konnte, oder daß beide Faltungsrichtungen ein und demselben, oft sich erneuernden Prozesse der Hauptbogenbildung ihre Entstehung verdanken. Gewiß war das auch nur eine Vermutung wie manche andere, aber nur so durfte man meine bisherigen Äußerungen verstehen.

Endlich noch etwas über die Hanhaischichten.

8. Auf p. 26 finden wir eine kurze und gute Definition dieser Schichten als eines Sammelnamens für Sedimente gleichartiger kontinentaler Fazies, welche vom Ende des Mesozoikums an bis in die posttertiäre Zeit im Tian-schan gebildet wurden, wobei die ganze Serie nicht in sich konkordant ist. Weiter aber (p. 33) steht: „die Hanhaischichten liegen diskordant auf dem alten Gebirge, das in der mesozoischen und tertiären Kontinentalzeit stark abgetragen wurde"; dagegen noch weiter (p. 41), daß es „nicht möglich sei, von den tertiären Sedimenten die posttertiären mit Sicherheit zu trennen. Die ganze Serie wird unter dem Namen Hanhaischichten zusammengefaßt", und endlich, „daß die während

des Mesozoikums entstandenen Rumpfflächen durch die tertiären Bewegungen zerstückelt sind."

Auf keine von den obigen Bemerkungen ist eigentlich etwas zu entgegnen, aber alle zusammen genommen stimmen doch nicht ganz gut miteinander überein.

Soweit meine Einwendungen gegen die Zusammenfassung von K. Leuchs in der „Geol. Rundschau". Gleichzeitig muß ich auch gestehen, daß diese Arbeit sowohl wie seine „Geol. Untersuchungen im Chalyktau usw." so eingehend und gründlich die Mehrzahl der geologischen Fragen aus dem Tian-schan schildert, daß, wenn sie früher als mein Bericht „De Prjewalsk au Fergana" erschienen wäre, manches in demselben hätte wegfallen müssen. In der Tat war es leider umgekehrt, und gerade deshalb finde ich mehrere Vorwürfe, welche mir durch K. Leuchs eben gemacht sind, nicht ganz berechtigt (dies. Centralbl. 1914. No. 1. p. 22—26: „Über die Entstehung der kontinentalen Ablagerungen des Tian-schan").

Jetzt hat Leuchs wirklich manches Unklare erörtert, und nur auf eine Notwendigkeit solcher Erörterung hinzuweisen war meine Absicht. Unmöglich ist es, hier alle betreffenden Seiten von verschiedenen Arbeiten nebeneinanderzustellen, um zu zeigen, daß die Zusammenfassung, welche Keidel und andere für die Ablagerungen von Sart-dschol, Dschütü-ogus und Buam durchgeführt haben, unklar war; auch nutzlos wäre es, jetzt, wie gesagt, besonders weil ich in keinem Falle persönliche Polemik treiben will. Weiter sagt Leuchs (p. 24): Keiner von deutschen Forschern „hat unter dem Namen Hanhaischichten carbonische, untercretacische, tertiäre, postpliocäne und alluviale Ablagerungen zusammengefaßt." Dazu sei nur bemerkt, daß doch aus den schon genannten Zitaten die Zusammenfassung der mesozoischen, tertiären und posttertiären Ablagerungen unter dem Namen Hanhaischichten von Leuchs selbst durchgeführt ist, und daß es doch unbequem wäre, mit ein und demselben Worte altersverschiedene Sedimente zu benennen. Oft geschieht es schon, daß einige Verfasser diesen Namen im strengen Sinne von Leuchs benützen, andere dagegen es nur aufs Mesozoikum oder nur aufs Tertiär ohne jede Motivierung beschränken. Ich möchte nicht falsch verstanden sein und betone ausdrücklich, daß ich Leuchs gar keine Vorwürfe wegen seiner Definition der kontinentalen Ablagerungen des Tian-schan mache, sondern nur auf einige Unklarheiten, welche in der Hand anderer, oft nicht ganz sachverständiger Autoren, gefährlich werden können.

Auf derselben p. 24 spricht Leuchs, daß die Ergebnisse, zu welchen ich bezüglich der Entstehung der kontinentalen Ablagerungen gekommen bin, mit den heutigen Anschauungen aller Tian-schan-Forscher übereinstimmen oder sozusagen nicht neu sind.

Dazu sei bemerkt, daß

1. meine eigenen Anschauungen, und viel gründlicher erörtert, die Schrift von Leuchs enthält „Geol. Untersuch. etc.“, welche aber leider gleich nach der Vollendung des Druckes der meinen erschien.

2. Die Anschauungen Friedrichsen's besprechend, konnte ich mich gewiß nur auf seine gedruckten Schriften beziehen, aber sicher nicht auf seine gegenwärtigen Meinungen; Leuchs aber erwidert mir folgenderweise: „ . . . die Deutung der roten Sandsteine . . . vorwiegend als subaërische Schuttablagerungen von verwittertem, an den Gehängen herabgleitendem Material, welche Friedrichsen seinerzeit gegeben, dürfte wohl von ihm selbst nicht mehr aufrecht erhalten werden.“

Im folgenden (p. 25) bestätigt Leuchs meine Beobachtungen über die Verschiedenheit in der Konfiguration des Nord- und Südufers des Issyk-kul, welche ich auf Grund verschiedener Vergletscherung der beiden, den See umgebenden Ketten erklärt habe und wirft mir vor, daß ich die Frage von den Ursachen dieser verschiedenen Vergletscherung (heutiger wie diluvialer) unentschieden ließ. Diese Frage, besonders von den Ursachen der diluvialen Vergletscherung, scheint mir eigentlich noch so im Dunklen zu stehen, daß ich es jetzt, wie zuvor, einfach für zu gewagt und fast unmöglich halte, darüber zu entscheiden, noch dazu auf Grund flüchtiger Beobachtungen in einem Gebiete, wo genaue topographische und meteorologische Kenntnisse noch fehlen. Dasselbe betrifft auch die große Frage von der Peneplain im Tian-schan; in dieser ist vieles bedenklich, da es doch schwer ist, die Tektonik eines so großen Landes bei der Abwesenheit geologischer Aufnahmen für bekannt zu halten.

Endlich ist es auch vielleicht ungewiß, wann mehr Schmelzwasser herabkommt, während eines schnellen Rückzuges der Gletscher oder während ihrer Stationärzeit, insbesondere, wenn das Phänomen von der Temperatur und nicht vom Niederschlagsmengenwechsel abhängt; in diesem Falle können auch meine Schlüsse nicht so unbrauchbar sein, wie es K. Leuchs meint.

Zum Schlusse möchte ich ein paar Worte bezüglich der Arbeit von F. Machatschek: „Der westlichste Tian-schan“, sagen. Wir finden leider auch in diesem gründlichen und sehr interessanten Werke einige Mißverständnisse, hauptsächlich wieder als Folgen unvollkommener Ausnützung der betreffenden russischen Literatur. Wie ich vom Anfange an erörtert habe, kann man sich jetzt bei der Besprechung physiographischer Fragen in Turkestan nicht nur mit den Ergebnissen, welche in einer Gegend gewonnen sind, zufrieden geben, sondern nur, wenn man die ganze Fülle aller, aus allen benachbarten Gebieten bekannten Tatsachen benützt, selbst zum rechten Ziele gelangen. Da der Arbeit ein Literaturverzeichnis

fehlt und im Text auch nicht überall Zitate angeführt sind, so ist es in manchen Stellen schwer zu ersehen, worauf der Verfasser seine Folgerungen gründet. So zum Beispiel ist es in keinem Falle richtig, daß (p. 9) „die Annahme von einem Zusammenhang des Meeres des Ferghanabeckens mit dem des Tarimbeckens . . . nicht wie früher vermutet wurde, noch in die Kreide, sondern erst in das Eocän zu verlegen ist.“ Beweise für eine solche Vermutung fehlen und gerade für das entgegengesetzte sind sie vorhanden. Auf p. 130 bespricht Machatschek die zwei Schotterarten von Ferghana und bezweifelt die Folgerungen von J. Muschketow, indem er aber aus dessen „Turkestan“ nur eine von den betreffenden Stellen zitiert und zu folgendem Schlusse gelangt, daß man „beide Schotter als quartär ansehen“ dürfte; schon bei J. Muschketow an anderen Stellen und dann in den Berichten von Weber und mir (Bull. Com. Geol. **29**, **30**.) findet man eine genauere Besprechung dieser wichtigen Frage. Aus derselben Arbeit Weber's hätte der Verfasser außer vielem anderen auch die Untauglichkeit des Berichtes von Lévat ersehen können, welcher bei ihm ein verständliches Bedenken erregt hat (p. 136). Was die komplizierte Lößfrage betrifft, so kann man sie schwer ohne Beachtung der letzten Ergebnisse russischer Pedologen (Neustruew u. a.) behandeln. Endlich ist es unverständlich, wie Machatschek, der seine interessante Arbeitshypothese über die Terrassenausbildung auf der Geschichte des Aralsees begründet, eine so erschöpfende Monographie wie Berg's „Aralsee“ völlig übersehen und sich nur mit einigen früheren Schriften oder Eisenbahnnotizen von Davis und Pumpelly begnügen konnte.

St. Petersburg, 12. Februar 1914.

Über den Bau und das System der Stromatoporoidea.

Von **M. Heinrich.**

Im Verlaufe meiner Untersuchungen an den zahlreichen Stromatoporiden aus rheinischem Devon, die im Geologischen Institut der Universität Bonn liegen, darunter die Originale von Goldfuss und Bargatzky, kam ich zu einer Anschauung über den Bau und besonders das System der Stromatoporoidea, welche mit der jetzt herrschenden Auffassung nicht in Einklang zu bringen ist.

Da nun bis zur Drucklegung der vollständigen Arbeit, die unter dem Titel: „Studien in den Riffkalken des rheinischen Mitteldevon. I. Teil: Biologie, Morphologie und Genesis der Riffe des rheinischen oberen Mitteldevon. II. Teil: Revision der Stromatoporen“, erscheint, noch längere Zeit vergehen wird, so möchte ich hier die Resultate des 2. Teils meiner Arbeit zusammenstellen. Die ausführliche Begründung folgt dann in der vollständigen Arbeit.

Wie aus allen Lehrbüchern der Paläontologie, auch aus den z. T. umfangreichen Arbeiten neuerer Forscher auf dem fraglichen Gebiete, wie PARKS u. a., hervorgeht, folgt man seit 1886/92 allgemein der NICHOLSON'schen Anschauung und teilt danach die Stromatoporoidea in zwei Gruppen ein. Die „milleporoide" Gruppe umfaßt die Formen, welche sogenannte „Zooïdröhren" besitzen sollen, die andere „hydractinoide" Gruppe solche ohne derartige Gebilde. Zur ersten Gruppe zählt man die Familien der Stromatoporidae NICH. und der Idiostromidae NICH., zur zweiten die der Actinostromidae NICH. und Labechidae NICH.

Es ergab sich nun: 1. daß die Familien der Labechidae NICH. und Idiostromidae NICH. aus der Ordnung der Stromatoporoidea auszuscheiden sind, da ihre Organisation mit der der übrigbleibenden Stromatoporoidea kaum etwas gemein hat. Für die „echten" Stromatoporoidea ergibt sich nach dieser Abtrennung eine einfache, eindeutige Definition. 2. ergab sich, daß die Zweiteilung in eine „milleporoide" und „hydractinoide" Gruppe einer andren Platz machen muß, da der Unterschied, auf der jene beruht, nicht vorhanden ist.

Zunächst seien die Familien hervorgehoben, die m. E. zu Unrecht zu den Stromatoporoidea gezählt wurden, die Familie der Idiostromidae NICH., mit den Gattungen *Amphipora* SCHLZ., *Stachyodes* BRG. und *Idiostroma* WINCH., und der Labechidae NICH., mit den Gattungen *Labechia* E. a. H., *Rosenella* NICH. und *Beatricea* BILL.

Bei *Amphipora* SCHLZ. ist die alte Auffassung durch die von FELIX (1905) zu ersetzen, welche ich an Handstücken von Letmathe usw. bestätigt fand, aus denen das Fossil noch nicht herausgewittert war. Danach gruppieren sich um eine bödenfreie, ca. $\frac{3}{4}$ mm weite Achsenröhre geschlossene Zellen, die von innen nach außen an Größe zunehmen.

Bei *Stachyodes* BRG. muß die ursprüngliche Darstellung BARGATZKY's (1881) wiederhergestellt werden, wonach von einer bödenfreien Achsenröhre sich ebenfalls bödenfreie Seitenröhren abzweigen, die sich immer weiter teilen. Die Wandung der Röhren ist massiv, scheint jedoch stellenweise durchbohrt zu sein.

Idiostroma WINCH. besitzt auch eine bödenfreie Achsenröhre, die aus den Öffnungen entsteht, welche lauter ineinandergeschachtelte Kalkmäntel an ihrer Spitze tragen. Sonst sind diese Mäntel nur wenig durchbrochen. Sie werden durch Mäuerchen und Pfeilerchen im Abstand gehalten. Diese ordnen sich mehr oder weniger zu Parabeln, die von der Spitze nach hinten ziehen. Sie lassen zwischen sich ein Labyrinth von Gängen, die ebenfalls von der Spitze (dem Achsenrohr) nach hinten ziehen. Die Gänge ein und desselben Mantelzwischenraums stehen in guter Verbindung,

dagegen selten mit denen des benachbarten, da die Mäntel selten eine Pore zeigen.

Bei allen drei Gattungen vermißt man sowohl die maschige Struktur als auch die Astrorhizen der „echten“ Stromatoporoidea, abgesehen davon, daß diese Fossilien nie baumartige u. dergl. Gestalt haben.

Auch das Skelett der Labechidae Nich. ist ganz und gar nicht stromatoporoid, kein Netzwerk allseitig offener Maschen, vielmehr ein Komplex rings geschlossener, flacher Blasen, die je nach der Gattung noch von Pfeilern durchsetzt sind (*Labechia* E. a. H.), reduzierte Pfeilerchen auf ihrer konvexen Seite zeigen (*Rosenella* Nich.) oder frei von Pfeilern sind (*Beatricea* Bill.). Auch hier tritt noch als wichtiges negatives Merkmal das Fehlen von Astrorhizen hinzu.

Nachdem so die Familien der Labechidae und Idiostromidae ausgeschieden sind, stellen die Stromatoporoidea nicht mehr eine Sammelgruppe ungleichwertiger Elemente dar, sondern die jetzt übrigbleibenden „echten“ Stromatoporoidea stellen eine eindeutig umgrenzte Ordnung dar, für welche sich folgende Definition ergibt:

Das Skelett ist aus nahtlos verschmolzenen, massiven oder porösen Kalkfasern gebaut, die ein mehr oder weniger regelmäßiges Maschenwerk bilden. Dabei erkennt man eine mehr oder weniger deutliche lagenförmige Anordnung der tangentialen Elemente. Astrorhizen sind stets vorhanden.

Bei der Durchsicht eines größeren Materials ergibt sich, daß im Skelettbau der Stromatoporoidea alle Übergänge vom regelmäßig netzförmigen (reticulaten) bis zum ausgesprochen wurmigen (vermiculaten) Gewebe vorhanden sind. Die Teilung in eine „hydractinoide“ und „milleporoide“ Gruppe ist verfehlt, da ihre Grundlage auf einer unrichtigen Voraussetzung beruht. Denn bei keiner der Formen, die auf beide Gruppen verteilt sind, sind „Zooïdröhren“ analog den Zooïdröhren von *Millepora* vorhanden. So haben sich schon 1903 G. Steinmann (*Milleporidium* etc.) und 1909 W. Parks (Silurian Stromatoporoidea etc.), erster geradezu ablehnend, letzterer vorerst zweifelnd, gegen die angeblichen „Zooïdröhren“ ausgesprochen.

Ein scharfer Schnitt in zwei Gruppen ist jedoch darin gegeben, daß die relativ feinen Fasern der Familie der Actinostromidae Nich. massiv sind, während die ziemlich dicken Fasern der Familie der Stromatoporoidea Nich. Poren und Kanälchen zeigen. Auf diese Tatsache muß sich eine Zweiteilung der Stromatoporoidea stützen.

Dieses Einteilungsprinzip: „Faser massiv“ — „Faser nicht massiv“, gestattet eine unzweideutige Teilung. Diese fällt zudem

noch damit zusammen, daß unter die Gruppe der Massivfaserigen nur völlig rectilineare, also ganz regelmäßig gebaute Formen fallen, während zur Gruppe der Hohlfaserigen nur irgendwie unregelmäßige, vermiculate Gewebeformen gehören. Die weitere Unterteilung in Gattungen beruht bei beiden Gruppen auf dem Grad der Regelmäßigkeit des Gewebes. Sie ist aber nicht mehr ganz so scharf, da man bei manchen Formen zweifeln kann, ob sie einen höheren oder geringeren Grad der Regelmäßigkeit haben, also zu dieser oder jener Gattung zu zählen sind. Die Unterscheidung von Arten ist am besten auf die Zahl der Lamellen und Pfeiler pro 1 mm zu stützen, während die Ausbildung der Astrorhizen und von Hügeln wegen ihrer Variabilität nur untergeordnet in Betracht kommt und in extremen Ausbildungen nur zur Bezeichnung von Varietäten führen darf.

Überhaupt ist mit W. Parks, der in neuerer Zeit verschiedene Arbeiten über amerikanische Stromatoporen veröffentlichte, zu beachten, daß oft in ein und demselben Exemplar die Verhältnisse, z. B. die Zahl der Pfeiler und Lamellen, so wechseln, daß man mit der Aufstellung neuer Arten nicht vorsichtig genug sein kann, wenn die Übersichtlichkeit und die Möglichkeit der Bestimmung der Art eines Fundstückes nicht verloren gehen sollen.

Nach den obigen Grundsätzen ergibt sich das folgende System:

A. **Familie Actinostromidae** Nich. Faser massiv.

Radiale und tangentiale Elemente gleich gut entwickelt und zu einem geradlinigen Netzwerk vereinigt (rektilinear). (Oberfläche daher granuliert.)

I. Die Pfeiler durchsetzen ununterbrochen mehrere Lamellen: Genus *Actinostroma* Nich.

II. Die Pfeiler sind stets nur eine Lamelle hoch:
1. Die Lamellen sind ziemlich eben: Genus *Clathrodictyon* Nich.
2. Die Lamellen sind stark aufgewölbt: Subgenus *Stylodictyon* Nich. a. Mur.

B. **Familie Stromatoporidae** Nich. Faser nicht massiv (porös oder röhrig).

I. Radiale und tangentiale Elemente gleich stark entwickelt und deutlich unterscheidbar. Tangentialschnitt jedoch z. T. wurmig (vermiculat). (Oberfläche daher größtenteils granuliert, aber teilweise wurmig.)
1. Pfeiler durchgehend: ?Genus *Hermatostroma* Nich.
2. Pfeiler meist nur eine Lamelle hoch: Genus *Stromatoporella* Nich.

II. Radiale Elemente ziemlich geradlinig und gegen die viel dünneren tangentialen stark hervortretend. Tangential-

schnitt wurmig. (Oberfläche wurmig.) Genus *Parallelopora* Brg.

III. Radiale und tangentiale Elemente gleich stark, ganz unregelmäßig verflochten (vermiculat) und daher nicht mehr unterscheidbar. Tangential- und Radialschnitt wurmig. (Oberfläche wurmig.) Genus *Stromatopora* Gf.

Personalia.

Im Kampfe fürs Vaterland gefallen.

Dr. **Ernst Genzken**, Oberlehrer an der Oberrealschule St. Georg in Hamburg, Leutnant der Reserve.

Dr. **Franz Pietzcker** fiel am 1. Oktober 1914 bei Thiepval (Dep. Somme) als Leutnant der Reserve und Führer der 8. Kompagnie des 10. württembergischen Infanterie-Regiments No. 180. Geboren am 5. November 1885 in Tübingen. Dort widmete er sich nach Erlangung der Reife 1904 dem Studium der Naturwissenschaften, insbesondere dem der Geologie und Paläontologie, und promovierte im Wintersemester 1910/11 bei Professor Koken. Im Sommer 1911 war er an der kgl. preuß. geol. Landesanstalt als Probegeologe in Pommern tätig. Im folgenden Jahre war er Assistent bei Geheimrat Scheibe, wo er besonders auch in mineralogischer Beziehung wissenschaftlich arbeitete. In diese Zeit fällt ein Ruf als Kurator an der Columbia University in New York und die Aufforderung, an einer Forschungsreise nach Katanga teilzunehmen. Auf beides verzichtete er, um das Staatsexamen für Naturwissenschaften (1912) ablegen zu können. Seit 1913 war er Geologe an der kgl. preuß. geol. Landesanstalt.

Dr. **Siegfried Martius**, Assistent des mineralogischen Institutes der Universität Bonn, Leutnant der Reserve und Kompagnieführer, gefallen am 23. Oktober.

Joachim von der Goltz, stud. geol., Vizefeldwebel der Reserve im Infanterie-Regiment No. 143, 10. Komp., 15. Armeekorps, gefallen am 10. August bei Schweighausen, Oberelsaß.

Dr. **O. Wurz**, Lehramtspraktikant in Freiburg i. Br., Leutnant der Reserve im Infanterie-Regiment No. 170, 6. Komp., 14. Armeekorps, gefallen am 1. September bei Baccarat. Hauptarbeit: Über das Tertiär zwischen Istein, Kandern, Lörrach—Stetten und dem Rhein. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanstalt. 7. H. 1. 1912.

Dr. **Friedr. Spiegelhalter**, Lehramtspraktikant in Freiburg i. Br., Leutnant der Reserve im Bad. Leib-Grenadier-Regiment No. 109, gefallen am 20. September im Gebiet von Nancy. Hauptarbeit: Die Tektonik im obersten Teil des Bonndorfer Grabens. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanstalt. 6. H. 2. 1912. Spiegelhalter war 1913 und 1914 bis zum 1. April in Britisch-Borneo bei der Kartierung und Aufsuchung von Erdöllagerstätten tätig.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Dezember 14,553 1914 No. 24

Centralblatt
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem
Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg
Fr. Frech, in Breslau
Th. Liebisch in Berlin



STUTTGART 1914
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,
Nägele & Dr. Sproesser

Monatlich 2 Nummern. Für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Kenntnis des Minerales Rumpfit.

Von **Karl A. Redlich**, Prag.

Im Jahre 1908 fand G. Firtsch[1] in dem Magnesit der Jassing, östlich von St. Michael, Obersteiermark, in den Klüften des Pinolites ein äußerst feinschuppiges Mineral, dessen chemische Zusammensetzung auf die Chloritgruppe hinwies. Hofrat Dr. G. Tschermak[2] ließ nun das Originalmaterial von Prof. Dr. Theodor Panzer nochmals analysieren, wobei sich ein Fehler in der Verteilung des Al_2O_3 und MgO zeigte.

Die richtige Analyse muß daher lauten:

SiO_2	31,31
Al_2O_3	20,07
Fe_2O_3	0,82
FeO	1.36
MgO	33,30
K_2O	0,85
Na_2O	0,39
H_2O	12,87
	100.97

Nach dieser Analyse und den optischen Eigenschaften hat Tschermak das Mineral als Klinochlor bestimmt, der dem Klinochlor von Achmotowsk am nächsten steht.

Als ich im Jahre 1908 mit Cornu[3] meine Arbeit über die Genesis der alpinen Talklagerstätten publizierte, haben wir auf die Wichtigkeit des Rumpfites für die Erkenntnis dieser Frage hingewiesen und in dieser und in meiner späteren Arbeit wurde der Beweis erbracht, daß der Talk durch die Zufuhr einer Magnesialösung entstanden ist, die Kieselsäure namentlich den leicht löslichen Quarzlagen der Tonschiefer entnommen ist, die Tonerde dagegen nur in geringem Maße (3—4 %) auf dieser Wanderung gelöst wurde. Nur dort, wo Sericit mit dem Quarzit gemischt war, fand eine leichtere Umsetzung statt und es konnte sich das Mittelglied des Magnesiumaluminiumsilikats neben dem Talk bilden.

[1] G. Firtsch, Rumpfit, ein neues Mineral. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-nat. Klasse. **99**. Abt. 1. p. 417.

[2] G Tschermak, Analyse des Rumpfits. Tschermak's Min.-petr. Mitteilungen. 1913. **32**. p. 542.

[3] K. A. Redlich u. F. Cornu, Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie. **16**. Jahrg. 1908. p. 145.

Talk und Rumpfit sind teils gleichzeitig, teilweise sekundär im Magnesit gebildet worden. An diesen Beobachtungen hat sich nicht nur nichts geändert, sie wurden vielmehr durch neue Beweise (Eichberg, Arzbach bei Neuberg) gestützt und ausgebaut.

Dagegen ist es eigentümlich, daß sämtliche mir von verschiedenen Analytikern zur Verfügung gestellten Analysen einen zu hohen Tonerde- und zu niedrigen Magnesiagehalt finden, teilweise ist dieser Irrtum durch das Vorhandensein von Sericit im Grundmaterial erklärlich. Angeregt durch Tschermak's Annahme, daß der Name Rumpfit durch Klinochlor ersetzt werden muß, war ich bestrebt, möglichst reines Material von den verschiedenen Fundorten auszuwählen und mit der größten Vorsicht der chemischen Untersuchung zuzuführen. Die Analysen wurden teilweise in meinem Institut von Herrn Dr. O. Grosspietsch, teilweise im chemischen Institut des Herrn Prof Dr. Wilhelm von Gintl von Herrn Ingenieur Hugo Praschil durchgeführt. Sie ergaben folgendes Resultat (s. Tabelle p. 739).

Entsprechend dem Vorschlag Tschermak's (l. c. p. 21) wurde an Stelle des Eisenoxydes die entsprechende Menge Tonerde und statt des Eisenoxyduls die entsprechende Menge Magnesia eingesetzt; dadurch erhalten wir die folgenden reduzierten Analysen.

	Jassing	Eichberg		Veitsch		Häuselberg	
	Panzer	Grossp.	Prasch.	Grossp.	Prasch.	Grossp.	Prasch.
SiO_2 . .	31,59	30,66	30,08	30,58	30,26	29,57	28,53
Al_2O_3 . .	20,78	22,39	21,49	21,97	22,59	24,45	26,26
MgO . .	34,37	34,34	34,71	34,92	33,79	31,82	32,37
H_2O . .	12,99	12,44	12,82	12,62	13,03	13,29	12,28

Betrachtet man mit G. Tschermak die Chlorite als isomorphe Mischungen eines Serpentin (Sp) und eines Amesitsilikates (At), so deuten die Analysen Eichberg, Veitsch, Jassing auf eine der Mischung Sp_2At_3 sehr nahestehende Zusammensetzung hin. Für dieses Glied der Mischungsreihe ergibt sich nämlich

SiO_2	30,31 %
Al_2O_3	22,01
MgO	34,74
H_2O	12,94
	100,00

Während die Rumpfite vom Eichberg und aus der Veitsch also fast genau dem Klinochlor Sp_2At_3 entsprechen, nähert sich der aus dem Jassinggraben schon etwas dem Pennin, was aus dem höheren Kieselsäure- und dem geringeren Tonerdegehalt ersichtlich

	Jassing [1]	Eichberg am Semmering [2]		Veitsch [3]	Veitsch [4]	Häuselberg bei Leoben	
	Analytiker Prof. Dr. T. Panzer	Analytiker Dr. O. Grosspietsch	Analytiker Ingenieur H. Praschil	Analytiker Dr. O. Grosspietsch	Analytiker Ingenieur H. Praschil	Analytiker Dr. O. Grosspietsch	Analytiker Ingenieur H Praschil
SiO_2	31,31	30,40	29,85	30,08	29,79	28,18	27,93
Al_2O_3	20,07	21,41	20,57	20,48	20,40	22,31	23,51
Fe_2O_3	0,82	1,24	1,19	1,76	2,86	1,54	2,50
FeO	1,36	0,91	0,76	2,33	1,25	9,34	8,39
MgO	33,30	33,54	34,01	33,03	32,55	25,09	26,19
CaO	—	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren	0,46	Spuren
K_2O	0,85	0,76	0,7	n. best.	Spuren	0,39	0,27
Na_2O	0,39	0,20	0,28	n. best.	0,58	0,24	0,43
H_2O	12,87	12,33	12,72	12,41	12,82	12,67	11,72
CO_2	—	—	0,62	—	0,09	—	0,15
Summe	100,97	100,61	100,07	—	100,34	100,22	100,99

[1] Zum Vergleich wird die von F. Panzer in Tschermak's zitierter Arbeit gegebene Analyse nochmals hier eingefügt.

[2] Sämtliche Rumpfite zeigen dieselben optischen Eigenschaften, der Eichberger Rumpfit ist gelblichweiß. [3] in der Veitsch findet sich ein lichtgrüner, Spalten im grauen Dolomit ausfüllender, und ein dunkelgrüner, äußerlich serpentinähnlicher Rumpfit. Letzterer [4] wurde an der Grenze von sericitführenden Quarziten und dem Magnesitstock erst vor kurzem zum erstenmal gefunden.

ist. Der Rumpfit vom Häuselberg dagegen hat als $Sp_3 At_7$ die Zusammensetzung des Prochlorits, doch ist bei ihm wegen des abnorm hohen Eisengehaltes eine Klassifizierung unsicher.

Die theoretischen Werte für $Sp_3 At_7$ sind

SiO_2	28,13
Al_2O_3	25,67
MgO	33,27
H_2O	12,93
	100,00

ein Resultat, das den gefundenen Werten mit ziemlicher Annäherung gleichkommt.

Hier mag noch der von R. Michel[1] in Wien analysierte ölgrüne Schiefer erwähnt werden, der in Verbindung mit sericitführendem Quarzit und Talk im Magnesitstock von Arzbach bei Neuberg auftritt.

SiO_2	29,98
Al_2O_3	24,38
Fe_2O_3	0,19
FeO	0,63
CaO	0,42
MgO	30,52
NaO	0,23
K_2O	0,16
H_2O	12,42
CO_2	0,33
	99,86

In meiner Monographie der Veitsch[2] war ich geneigt, entsprechend der bis jetzt bekannten Rumpfitanalysen, dieses Gestein als eine Mischung von Talk und Rumpfit anzusehen, eine Deutung, die um so mehr berechtigt erschien, als sowohl makroskopisch als auch in mehreren Dünnschliffen beide Minerale anzutreffen waren.

Ob wir es mit einem selbständigen Mineral der Chloritreihe zu tun haben, oder ob eine mechanische Mischung dieser mit Sericit und Talk vorliegt, läßt sich schwer entscheiden.

[1] R. Michel, Quarzitschiefer aus der Veitsch und Rumpfitschiefer von Neuberg. Tschermak's Min.-petr. Mitt. Herausg. von F. Beck 1913. **32**. p. 175.

[2] K. A. Redlich, Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. XXI. Jahrg. p. 406.

Neue Funde von Gesteinen der Alkalireihe auf Timor.

(Zweite Mitteilung[1].)

Von **H. A. Brouwer** in Batavia.

Die weitere Untersuchung des während der Timor-Expedition unter Führung von Prof. Dr. G. A. F. Molengraaff gesammelten Materials ergab die Anwesenheit von quarzreichen Effusivgesteinen der Alkalireihe, die wir hier unter dem Namen Alkalirhyolithe zusammenfassen.

Alkalirhyolithe.

Ein dichtes rötliches Gestein dieser Gruppe bildet den Fatu Forfaik südwestlich vom Militärbiwak Sufa. An der einen Seite des Berges zeigt das Gestein säulenförmige, an der anderen Seite plattenförmige Absonderung. U. d. M. sieht man ein Gemenge von Quarz, Feldspat, einem Alkaliamphibol, Erz und dessen rötlichbraunen Verwitterungsprodukten (Limonit). Die Längsachse des Feldspats ist negativ, er bildet zahlreiche Sphärolithe und Mikrolithe, während das Gestein, das wahrscheinlich ursprünglich sehr glasreich war, sich jetzt erfüllt zeigt mit rundlichen Individuen von „quartz globulaire" mit poikilitischer Struktur und mit Körnchen von homogenem Quarz. Quarz und Feldspat kommen auch zusammen vor in kleinen Hohlräumen im Gestein, wo die Feldspate oft ganz von Quarz umschlossen werden. Der allotriomorphe arfvedsonitische oder katophoritische Amphibol ist stark pleochroitisch von hell grünlichgelb nach grünlichschwarz und ist schwach doppelbrechend. Das Erz bildet größere, bisweilen idiomorphe, Kriställchen und auch sehr kleine, oft noch deutlich idiomorphe Körnchen, die von den übrigen Gemengteilen des Gesteins umschlossen werden, wie die zahlreichen rötlichbraunen Teilchen von Limonit.

Einige Gesteine vom Fatu Nainaban bei Haumeni sind makroskopisch den Alkalirhyolithen des Fatu Forfaik sehr ähnlich und auch mikroskopisch zeigen sie oft einen reichlichen Gehalt an Sphärolithen und Mikrolithen von Feldspat und quartz globulaire. Alkaliamphibole oder Alkalipyroxene werden aber in diesen Gesteinen nicht wahrgenommen.

Ein brecciöser Alkalirhyolith wurde gesammelt am Wege von Sufa nach Maubessi zwischen dem Militärbiwak Sufa und den Hügeln nördlich vom Berge Somohallè. Er enthält Einsprenglinge von Quarz und Feldspat mit dem kleinen Achsenwinkel des Sanidins. Karlsbader und Bavenoer Zwillinge kommen beide vor, polysynthetische Zwillinge wurden nicht wahrgenommen. Die Quarzeinsprenglinge haben meistens eine unregelmäßige gebogene

[1] Erste Mitteilung in dies. Centralbl. 1913. No. 18. p. 570—576.

Begrenzung, während die Feldspate oft idiomorph oder zum Teil idiomorph ausgebildet sind.

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Quarz, Feldspat und Ägirin mit opaken Verwitterungsprodukten, zwischen denen bei starker Vergrößerung zahlreiche kleine Erzkriställchen sichtbar werden. Wo eine deutliche Fluidalstruktur entwickelt ist, wechseln Teile, die reich sind an opaker Substanz, schichtförmig ab mit dem unverwitterten Mineralgemenge. Der Ägirin ist ziemlich stark pleochroitisch von grasgrün bis hell grünlichgelb und löscht ungefähr gerade aus. Neogener Quarz füllt kleinere und größere Hohlräume und Adern im Gestein. Neben Quarz kommt bisweilen Calcit vor, in den Hohlräumen findet man dann oft den Calcit in den zentralen Teilen, während die Randzone besteht aus senkrecht zur Wand abgesetzten Quarzkriställchen. — Der brecciöse Charakter des Gesteins ist auch mikroskopisch an der oft stark fluidalen Struktur der Fragmente deutlich erkennbar. Bald sind die Fragmente ganz mit der opaken Substanz erfüllt; wo die opake Substanz verschwindet, haben die Fragmente ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie die umgebende Masse. Weder die Quarz- noch die Feldspateinsprenglinge zeigen undulöse Auslöschung.

In meiner vorigen Mitteilung wurden einsprenglingreiche Gesteine von der Uferwand des Noil Manumea, nahe stromab vom Militärbiwak. schon bei den Alkalitrachyten und Keratophyren erwähnt. Sie enthalten nur Quarz in der Grundmasse und werden jetzt wegen ihres ansehnlichen Quarzgehaltes und ihrer chemischen Eigenschaften, die denen der Alkalirhyolithe sehr ähnlich sind, etwas ausführlicher besprochen werden.

Das Gestein enthält zahlreiche Einsprenglinge von rotem Feldspat und u. d. M. sieht man auch kleine Einsprenglinge von Ägirin(augit) und Erz. Die Feldspateinsprenglinge sind polysynthetisch verzwillingt mit, oft im Kristall aufhörenden, Lamellen und gehören zu Albit; auch Karlsbader Zwillinge kommen öfters vor; sie sind meistens stark getrübt durch sehr feine Einschlüsse von Erz und Pyroxen. Teile der Kristalle sind oft einschlußfrei, sie wechseln unregelmäßig mit den einschlußreichen Teilen ab, sind aber hauptsächlich auf die zentralen Teile der Kristalle beschränkt. Die größeren Ägirin- und Ägirinaugitkristalle sind meistens zum größten Teil, besonders in den zentralen Teilen, in eine braunrote bis schwarze erzreiche Substanz umgewandelt.

Die Grundmasse ist reich an grünen Ägirinsäulchen, die in einer farblosen Masse zerstreut liegen. Das Erz ist auf bestimmte Teile der Grundmasse beschränkt und bildet skelettähnliche Individuen, die zahlreiche Feldspatleistchen poikilitisch umschließen. Gegen diese erzreichen Partien sind die Feldspateinsprenglinge meistens idiomorph begrenzt, bisweilen dringt die erzreiche Substanz in die Feldspate ein oder isolierte und unregelmäßig begrenzte

Teile werden umschlossen. Diesen erzreichen Partien fehlt der Ägirin gänzlich. Die farblosen Gemengteile der Grundmasse sind zum Teil polysynthetisch verzwillingt und gehören zu Albit, die chemische Zusammensetzung weist auf einen Gehalt an Kalifeldspat, während Quarz in zahlreichen Kriställchen vorkommt. Schließlich gehört auch schwach gefärbter Chlorit zu den Gemengteilen der Grundmasse.

Eine chemische Analyse dieses Gesteins wurde in freundlichster Weise von Prof. E. W. Morley in Hartford West ausgeführt mit dem folgenden Resultat:

SiO_2	70,76
Al_2O_3	10,16
Fe_2O_3	7,00
FeO	0,63
MnO	0,16
MgO	0,49
CaO	0,65
Na_2O	5,53
K_2O	2,57
$H_2O,_{100}$	0,57
$H_2O +$	0,88
TiO_2	0,49
ZrO_2	—
P_2O_5	—
Cl	0,04
F	0,02
S	0,06
Cr_2O_3	—
BaO	0,12
SrO	0,03
Summe	100,16

Die Berechnung des Norms nach dem Amerikanischen System gibt das folgende Resultat:

Quarz	29,22	Akmit	7,85
Orthoklas	15,57	Diopsid	2,59
Albit	37,73	Magnetit	1,16
		Hämatit	3,52
		Ilmenit	0,91

Das Gestein gehört zu dem Subrang Pantellerose: II. (3.) 4. 1. 4. Die wirkliche und die berechnete mineralogische Zusammensetzung stimmen gut miteinander überein. Ein P_2O_5-Gehalt fehlt diesem Gesteine gänzlich und Apatit kommt nicht unter den Gesteinsgemengteilen vor. Der hohe berechnete Quarzgehalt illustriert den Quarzreichtum der Grundmasse des Gesteins.

Chemische Zusammensetzung der Alkalitrachyte und Keratophyre.

In meiner vorigen Mitteilung wurde nur die Analyse vom Gestein dieser Gruppe am Wege von Tunbaba nach Haumeni erwähnt. Die seitdem von Herrn F. Pisani in Paris ausgeführten chemischen Analysen sind in untenstehender Tabelle mit den schon früher erwähnten zusammengestellt:

	I	II	III
SiO_2	65,10	60,80	62,10
TiO_2	0,39	—	0,27
Al_2O_3	14,10	19,60	17,60
Fe_2O_3	2,70	2,81	4,10
FeO	1,71	—	—
MnO	—	—	0,20
CaO	1.55	1,03	1.81
MgO	2,45	0,77	0.91
K_2O	4,92	7,85	6,35
Na_2O	5,45	3,95	5,31
H_2O[1]	2,10	4.00	1,70
Summe	100,47	100,81	100,35

[1] Glühverlust.

I. Fundort: Am Pfad von Tunbaba nach Haumeni. Timor.

II. Fundort: Fatu Menasse, zwischen Toi und Putain. Landschaft Amanatung. Timor.

III. Fundort: Fatu Sanan, am Noil Besi zwischen Bonleo und Bedjeli. Mittel-Timor.

Das molekulare Verhältnis von Al_2O_3 zu den Alkalien ist nur in Analyse I etwas kleiner wie 1, in Analyse II ist es 1,30 und in Analyse III 1,14. Das Gestein der Analyse II, das durch seinen geringen Ägiringehalt zu den Alkaligesteinen gehört, erinnert durch seinen Plagioklasgehalt, derzufolge auch ein Teil der Tonerde durch CaO gesättigt wird, an die Trachyte vom Ponza- und Drachenfelstypus und dasselbe gilt für das Gestein III mit bostonitischem Habitus. Bei der Berechnung der Analysen nach dem amerikanischen System finden wir für I den Subrang II. 5. 1. 3—4, das Gestein steht an der Grenze zwischen Ilmenose und Umptekose. Für II und III finden wir den Subrang Phlegrose (I. 5. 1. 3.), für III nähert sich das Verhältnis $\frac{K_2'O + Na_2'O}{Ca'O} = \frac{152}{21}$ dem Grenzwert mit dem Subrang Pulaskose (I. 5. 2. 3.). Weil der Wert $\frac{sal}{fem} = \frac{83}{15}$ im Gestein I sich dem Grenzwert mit der ersten Klasse nähert, ist dieses Gestein nicht weit vom Subrang Phlegrose entfernt.

Der Kieselsäuregehalt ist in allen drei Gesteinen hinreichend zur Sättigung der Alkalien und der Tonerde für die Bildung von Feldspaten. Nur der aus der Analyse I berechnete Quarzgehalt ist einigermaßen bedeutend (etwa 9 %) und in Übereinstimmung damit wurde auch mikroskopisch Quarz zwischen den übrigen Gemengteilen der Grundmasse wahrgenommen.

Diopsidfels (Malakolithfels) von Mixnitz.

Von **J. Stiny** in Bruck a. M.

Die Erbauung der elektrischen Kleinbahn von Mixnitz ins Breitenauertal (Obersteier) schuf einige Schritte südlich von Mauthstadt in körnig-streifigen Hornblendegesteinen (Amphiboliten) neue Aufschlüsse. Der anstehende Fels zeigte deutliche Spuren von Wasserangriffen (altes Murbett); in den Hornblendegesteinen fand sich eine mehrere Meter mächtige Einlagerung eines hellgrünen bis graulichgrünen, lichtockergelb anwitternden Gesteins, das mit verdünnter Salzsäure aufbrauste; das Gefüge zeigte sich mehr minder grobkörnig; eingebettet wurden Hornblende-(Strahlstein-?) Garben und Eisenglimmerblättchen nebst Kalkspatadern und Kalkspatschlieren beobachtet. Der Bruch des Gesteins ist muschelig.

Die nähere Untersuchung u. d. M. deckte die Tatsache auf, daß das Gestein zum überwiegenden Teil aus Diopsid (Malakolith) besteht. Die Ausbildung des Diopsides ist meist eine undeutlich stenglige bis rein körnige, von Kristallflächen sind höchstens solche aus der Prismenzone zu beobachten. Die größeren Körner zeigen an 0,4 mm Länge bei 0,14—0,15 mm Breite; neben prismatischer Spaltbarkeit bemerkt man nicht selten auch Absonderung nach der Endfläche; Zwillingsbildungen sind häufig; Auslöschung 38—40°; Einschlüsse von Flüssigkeit, Titanit (Leukoxen), Rutil, Quarz (?).

Neben Diopsid ist Kalkspat reichlich vertreten; örtlich scheinen die Diopsidkörner förmlich in einer spätigen Füllmasse zu schwimmen. Der Calcit zeigt häufig die bekannte Zwillingsstreifung nach $(01\bar{1}2)$.

Zurücktretende Gemengteile sind Rutil, Titanit (in wolkigen Körnerhäufchen), Feldspat (Albit ?), Quarz, Zoisit β und Klinozoisit.

Die im chemischen Laboratorium Dr. Max Buchner in Heidelberg ausgeführte Analyse ergab: SiO_2 45,97, TiO_2 0,39, Fe_2O_3 0,04, FeO 1,99, MnO Spur, Al_2O_3 3,82, P_2O_5 0,04, CaO 27,56, MgO 12,37, S 0,04, Cr_2O_3 —, K_2O Spur, Na_2O 0,17, H_2O bis 110° 0,28, H_2O von 110° bis 1250° 0,76, CO_2 4,68; zusammen 98,11 %.

Nach dem Vorgange von F. Becke[1] ergeben sich hieraus die Gruppenwerte

$$\begin{aligned} Si &= 44{,}4 \\ U = Al + Fe + Mg &= 23{,}9 \\ L = Ca + Na + K &= 31{,}6 \end{aligned}$$

und $a_0 = 0{,}11$, $c_0 = 0{,}80$, $f_0 = 9{.}09$.

Zeichnet man mit Hilfe der ersteren Werte den Analysenpunkt in die Becke'sche Figur (a. a. O. p. 195) ein, so sieht man, daß er fast genau senkrecht über dem Analysenpunkte des Diopsides gegen den Calcitpunkt hin zu liegen kommt; so liefert die Analyse eine gute Bestätigung des mikroskopischen Befundes. In der Becke'schen Fig. 9 (a. a. O. p. 213) rückt der Analysenpunkt sehr nahe der F_0-Spitze und entfernt sich nicht sehr weit von der Lage des Mittelwertes der Peridotite.

Das Ergebnis der Analyse ähnelt sehr den Werten, die v. Payr[2] für den Diopsidfels von Oberrochlitz im böhmischen Erzgebirge gewann. Nur enthält das Mixnitzer Gestein weniger Mangan, mehr Kalk und Tonerde, weniger Magnesia und Kieselsäure und mehr Kohlendioxyd; gemeinsam ist beiden Felsarten das nahezu vollständige Fehlen von Fe_2O_3 und von Alkalien bei reichlichem Gehalte an Kalk und Magnesia. Im Osann'schen Dreieck fallen daher auch die Analysenpunkte ziemlich nahe zusammen, was auch aus den nachstehenden Osann'schen Werten hervorgeht.

Diopsidfels von Mixnitz	Diopsidfels von Rochlitz
a = 0,06	a = 0,00
c = 0,81	c = 0,00
f = 19.13	f = 20,00

Trotz verschiedener Detailwerte der Bauschanalyse rückt dem Analysenpunkte des Mixnitzer Gesteins jener eines Kalksilikatgesteins von der Gornergratbahn (bei km 2,1) nahe, von dem Grubenmann (a. a. O. p. 267) Mitteilung macht.

Zieht man von dem Analysenwerte für CaO des Diopsidfelses von Mixnitz jenen Betrag ab, welcher vermutlich durch die vorhandene Kohlendioxydmenge zu $CaCO_3$ gebunden ist, dann verbleibt eine Calciumoxydmenge, welche mit jener im Malakolithfels von Oberrochlitz recht gut übereinstimmt.

Bruck a. M., im Juli 1914.

---

[1] F. Becke, Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften d. kais. Akad. d. Wissenschaften, Math.-nat. Klasse. 75. 1913.

[2] Entnommen aus Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.

Zur Frage der Entwicklung der cambrischen Schichten in Estland.

Von **Alexis von der Pahlen.**

Wenn ich hier eine Frage zur Besprechung bringe, die meines Erachtens eigentlich als längst abgeschlossen und erledigt zu betrachten ist, so sehe ich mich hierzu durch folgendes veranlaßt:

Im vorigen Jahre, 1913, hat Herr H. Hausen-Helsingfors zwei geologische Abhandlungen veröffentlicht, von denen die eine die pleistocänen Bildungen in den russischen Ostseeländern, die andere die dortigen Oberflächenformen behandelt.

In beiden Abhandlungen schaltet H. Hausen aus dem cambrischen Schichtenkomplex Estlands den *Eophyton*- und den Fucoidensandstein gänzlich aus. In der erstgenannten Arbeit p. 54 sagt Hausen, der Kundabach habe sich eine tiefe Erosionsrinne in den „Ungulitensandstein" eingegraben, und in der zweitgenannten Arbeit p. 15 bezeichnet Hausen den „Ungulitensandstein" als Hangendes des cambrischen Tons.

Hierzu muß ich bemerken:

I. Am Erosionsprofil des Kundabaches tritt der obercambrische Ungulitensandstein überhaupt nicht zutage, es sind nur untercambrische Sandsteine, die hier direkt von Diluvialgebilden überlagert werden.

II. Das Hangende des cambrischen blauen Tones ist in Estland der untercambrische *Eophyton*-Sandstein.

Die Parallelisierung der cambrischen Ablagerungen im russischen Balticum mit denen Schwedens ist schon seit einer Reihe von Jahren durchgeführt und von den kompetentesten Geologen des In- und Auslandes so anerkannt und festgelegt worden, wie wir sie in den neueren Lehrbüchern der Geologie wohl überall wiedergegeben finden.

Allerdings läßt Professor E. Kayser in seinem „Lehrbuch der Geologie", dritte Auflage, zweiter Teil, p. 63, über dem Fucoidensandstein im Balticum direkt den „*Dictyograptus*" = *Dictyonema*-Schiefer folgen, doch haben wir es augenscheinlich hier mit einem lapsus calami zu tun.

Im Cambrium Estlands ist nur das Unter- und das Obercambrium vertreten, das Mittelcambrium, dem die *Paradoxides*-Schiefer Schwedens und Norwegens zuzuzählen sind, fehlt gänzlich, ein Beweis für eine damals hier eintretende Regression des Meeres und dadurch unterbrochene Sedimentation. Die Grenze zwischen Unter- und Obercambrium ist hier deutlich ausgeprägt, indem überall an der Basis des dem Obercambrium zugehörigen Obolen- oder Ungulitensandsteins Rollstücke von Fucoidensandstein anzutreffen sind und auch mancherlei Erosionserscheinungen auftreten.

Der vom Akademiker Fr. Schmidt und anderen baltischen, sowie auch ausländischen Geologen als oberstes Glied dem Cambrium zugezählte *Dictyonema*-Schiefer wird heute zuweilen aus der cambrischen Schichtenreihe gestrichen und als die älteste Silurschicht angesehen. Zwar sind die diese Schicht in England und Schweden als untersilurisch kennzeichnenden Trilobiten in Estland noch nicht gefunden, doch ist die Gleichaltrigkeit der Schiefer hier wie dort bereits zur Genüge erwiesen.

Sieht man von den Grenzhorizonten des *Dictyonema*-Schiefers ab, so gestaltet sich nach Fr. Schmidt und A. Mickwitz die Gliederung des Cambriums in Estland in folgender Weise:

Das archäische Granit- und Gneismassiv überlagert zunächst ein bei Petersburg etwa 100 m mächtiger Komplex von „Sandsteinkonglomeraten und Sandsteinen“. Hierauf folgt der daselbst etwa ebenso mächtige sogenannte „blaue Ton“, der an organischen Resten die *Vollborthella*, Platysoleniten und Hyolithen enthält. Nach oben zu wechsellagert der blaue Ton mit dünnen Sandsteinschichten und geht allmählich in reinen Sandstein über, das Äquivalent des schwedischen „*Eophyton*-Sandstein“. Dieser stark tonige graue Sandstein ist stellenweise reich an Petrefakten: *Olenellus Mickwitzi*, *Mickwitzia monilifera*, *Medusites Lindströmi*, *Scenella discinoides*.

Nach oben geht dieser feuchte, tonreiche, Versteinerungen führende Sandstein in einen sehr tonarmen, lockeren, fast petrefaktenleeren, gelben Sandstein über, den estländischen Vertreter des schwedischen „Fucoidensandsteins“, in dessen untersten glaukonithaltigen Lagen sich auch noch Abdrücke der *Mickwitzia monilifera* finden. Hiermit schließt die untercambrische Schichtenreihe ab und es folgt der obercambrische „Obolen- oder Ungulitensandstein“. Er besteht aus vielfach diagonal geschichteten Sandlagern und ist besonders in seinen oberen Lagen sehr reich an Obolen, hauptsächlich *Obolus Apollinis*; außerdem kommen vor die Brachiopoden *Helmersenia* und *Keyserlingia*.

Der Ungulitensandstein wechsellagert häufig mit dünnen Schichten von *Dictyonema*-Schiefer, und oft findet man auch ganz verkieste Bänke dieses Sandsteins. Mit dem Ungulitensandstein und dem wechsellagernden *Dictyonema*-Schiefer schließt der cambrische Schichtenkomplex Estlands ab.

Wenn Herr H. Hausen für die Richtigkeit seiner eingangs von mir angeführten Behauptungen Beweise erbringen kann, so wäre es in geologischer Hinsicht wohl von großem Interesse und daher höchst wünschenswert, daß er sich darüber baldigst äußerte.

Reval, Mai 1914.

Die Caiqua-Schicht im Paffrather Stringocephalenkalk.

Vorläufige Mitteilung.

Von **A. Döring**.

In meiner Dissertation „Der ältere Lenneschiefer in der Gegend von Gummersbach“ [1] hatte ich mich gegen die von E. Schulz [2] neuerdings wieder vertretene Ansicht gewandt, daß der Grauwackensandstein des bergischen Landes, weil er eine Schicht mit *Newberria amygdala* Goldf. führe, dem oberen Mitteldevon angehöre. Meine stratigraphischen Untersuchungen in Gummersbach ergaben, daß der fragliche Sandstein wenigstens in diesem Gebiete durch Schichten von der Fazies des Eifeler unteren Mitteldevons (*Calceola*-Schichten) überlagert wird, folglich auch tiefer steht, als bisher von Denckmann [3] u. a. bezüglich der Grauwacke (Mühlenbergschichten) im allgemeinen angenommen wurde.

Die Untersuchung der von Winterfeld [4] gefundenen „*Caiqua*“-Schicht von Paffrath ergab zunächst, daß das Leitfossil dieser Schicht *Newberria caiqua* Arch. Vern. ganz auf Paffrath beschränkt ist und hier in zahlreichen Varietäten und inmitten einer reichen Fauna auftritt. Demgegenüber ist *N. amygdala* Goldf. das Leitfossil für die bisher als „*Caiqua*“-Schicht bezeichnete [5] Partie im unteren Stringocephalenkalk der Eifel. Die Identität beider Schichten ist nun nach meinen paläontologischen Untersuchungen nicht so klar, wie man nach Winterfeld annehmen könnte. Zahlreiche Funde aus der Paffrather Schicht, die ich gemacht habe, weisen weit mehr, zumal die von Zweischalern und Schnecken, auf die oberen Stringocephalenschichten hin, andere bieten nach dem, was über ihre vertikale Verbreitung bisher bekannt geworden ist, keinen bestimmten Anhaltspunkt und nur wenige, wie *Cyathophyllum ceratites* Goldf., *Dalmanella tetragona* F. Röm. reichen nur bis in die unteren Stringocephalenschichten. Zieht man in Betracht, daß das Leitfossil der Eifeler „*Amygdala*“-Schicht, die *Newberria amygdala* Goldf., in Paffrath nicht vorkommt, so ergibt sich hieraus, daß es zweifelhaft ist, ob wir es in Paffrath mit dem gleichen Horizont wie in der Eifel zu tun haben. Die von der Eifeler verschiedene Fazies der Paffrather Schicht macht es

---

[1] Bonn 1914.

[2] Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschicht der Eifel. Verh. nat. Ver. 1913. p. 362.

[3] Gliederung des Lenneschiefers, Blatt Hohenlimburg. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. 1904. p. 559.

[4] Über eine *Caiqua*-Schicht etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1895.

[5] E. Schulz, Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. 1883.

wahrscheinlich, daß es sich hier um eine spätere Einwanderung handelt, so daß wenigstens diese Schicht die Ansichten Meyer's[1], Holzapfel's[2] und Frech's[3] über ein jüngeres Alter der sogen. *Hians*-Schichten nicht ausschließt.

Besprechungen.

W. Kranz, Hauptmann, zugeteilt der Fortifikation Straßburg i. E.: Militärgeologie. S.-A. aus Kriegstechnische Zeitschrift. 1913. 10. Heft.

Der stetig an Bedeutung zunehmende Stellungskampf sucht Deckung durch Verschwinden im Gelände und tieferes Hinabgehen in den Erdboden. Spaten und Kreuzhacke sind dem Soldaten gewohnte Kampfmittel, in der Verteidigung wie im Angriff, und ein Blick auf den Boden oder wenige Spatenstiche sollen ihm zeigen können, welche Formen und Stärken der Feldbefestigung sich in der verfügbaren Zeit erzielen lassen.

Feldbefestigung. Der Geologe wird vielfach nach der geologischen Karte vorhersagen, welche technischen Aussichten sich für Befestigungsarbeiten bieten. Es ist z. B. ein gewaltiger Unterschied, ob eine Stellung im harten Korallenkalk der höchsten Kuppen oder im weichen Gravelotte-Mergel der flachen Anhöhen westlich Metz angelegt wird. Schon oberflächlich verraten sich solche militärisch wichtigen Eigenschaften des Erdbodens häufig: Die harten Kalksteine des Weißen Jura auf der Schwäbischen Alb, des oberen Muschelkalks an den Rändern von Schwarzwald und Vogesen, des mittleren Doggers in Lothringen bilden meist öde, unfruchtbare Flächen, deren felsiger Untergrund bald offen zutage tritt, bald durch herumliegende oder zu Haufen und Wällen zusammengetragene Steine leicht kenntlich wird. Der Spaten bleibt hier fast wirkungslos, und selbst leichtere Kreuzhacken versagen gewöhnlich. Dagegen verwittern diluviale Ablagerungen, die Mergel und Tone der deutschen Trias und des Jura an ihrer Oberfläche gewöhnlich zu einer dicken Schicht, in die der Spaten mit Leichtigkeit eindringt. Die Truppenführung wird daher in Voraussicht bestimmter Operationsgebiete für vermehrte Mitführung oder Bereitstellung des entsprechenden Schanzzeuges usw. sorgen: entweder mehr Spaten oder leichtere bezw. schwerere Kreuzhacken, Sandsäcke und dergleichen. Es ist damit zu rechnen, daß zur

[1] Der mitteldevonische Kalk von Paffrath. Diss. Bonn 1879.

[2] Über das Alter des Kalkes von Paffrath. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1895. p. 368.

[3] *Cyath.* u. *Zaphr.* p. 46.

Herstellung einer Deckung in felsigem Boden fünf- bis zehnmal soviel Zeit erforderlich ist, wie in weichem Untergrund.

Etwas umfassendere Kenntnis erheischt schon die Suche nach taktisch und gleichzeitig geologisch günstigen Bodenverhältnissen. Manche Feldbefestigungen sind ja freilich an ganz bestimmte Stellen gebunden, deren Bodenart dann eben in Kauf genommen werden muß. Aber in der Mehrzahl der Fälle wird man die leichtere Bodenart wählen können, wenn sich zwischen mehreren taktisch möglichen Fällen die Wahl bietet. Dazu sollte der Truppenführer wenigstens die grundlegenden Kenntnisse vom Aufbau der Erdkruste besitzen oder in wichtigen Fällen doch Berater zur Seite haben, die nach dem Augenschein und nach geologischen Karten ohne Zeitverlust melden können, wo die günstigsten Bodenverhältnisse zu erwarten sind. Das gilt nicht nur für die Anlage von Feldbefestigungen in der Verteidigung, sondern auch für den Angriff. Das geschulte Auge wird bisweilen selbst auf felsigem Untergrund Lehmdecken herausfinden, in denen sich Annäherungsgräben leicht und schnell vortreiben lassen; oder es erkennt die Mitführung künstlicher Deckungen durch die Angriffstruppen als notwendig, wenn sich z. B. vor einer befestigten Stellung während einer Nacht im festen Fels keine genügende Deckung herausarbeiten läßt.

Die notwendigsten Grundlagen für solche Kenntnisse bietet die geologische Karte mit ihren Erläuterungen, zu deren Verständnis aber durchweg ein recht erhebliches Maß von Fachkenntnissen erforderlich ist. Sobald daher die Bodenverhältnisse ungewohnter Gebiete besonderen Einfluß auf militärische Operationen gewinnen, sollen stets militärisch geschulte Fachgeologen zu Rate gezogen werden.

Festungskrieg. In der Mehrzahl der Fälle will ja die Festung europäischer Kriegsschauplätze nicht mit Aushungern oder Handstreich, sondern durch mühevolles Heranarbeiten bis auf allernächste Kampfentfernungen erobert werden, und es ist klar, daß dabei die Arbeiten auf und unter der Erdoberfläche einen um so größeren Einfluß gewinnen werden, je hartnäckiger der Verteidiger das Vorwärtsdrängen des Angreifers zu verhindern trachtet. In dieser Beziehung haben unsere Grenznachbarn erst vor wenigen Jahren wieder gezeigt, was der Angreifer einer russischen Festung zu gewärtigen hat. Die Angriffsfelder derartiger ständiger Befestigungen müssen der Schauplatz umfangreichster Erdarbeiten werden, und um diese nach Möglichkeit abzukürzen, bedarf es beim Angreifen sorgfältiger Berücksichtigung der Bodenverhältnisse.

Die Bereitstellung der nötigsten geologischen Karten, Erläuterungen und Literaturauszüge, etwa in Form einer Denkschrift mit Anlagen, bietet eine unschätzbare Grundlage für fachwissenschaftliche Kriegserkundung vor dem Feind.

Ausbildung. Jährlich nehmen drei oder vier Offiziere der militärtechnischen Akademie an den Vorlesungen von Herrn Geh. Regierungsrat Prof. Dr. HIRSCHWALD in der Technischen Hochschule zu Charlottenburg teil. Nach dem Lehrplan für die Studierenden des Bauingenieurfaches wird im Winterhalbjahr eine Stunde wöchentlich auf Struktur der Mineralien im allgemeinen, auf gesteinsbildende Mineralien und deren Verwitterungsprodukte sowie Rohmaterialien zur Herstellung der in der Technik gebrauchten Metalle verwendet. Im Sommerhalbjahr stehen zwei Stunden wöchentlich für Vorlesungen über allgemeine Geologie zur Verfügung, und zwar für:

1. Petrographie, mit besonderer Berücksichtigung der bautechnisch verwendeten Gesteine, deren Festigkeit und Wetterbeständigkeit.
2. Geotektonik (allgemeine Lagerungsverhältnisse der Gesteine, Störungen und deren Einfluß auf Zerklüftung usw.).
3. Allgemeine Formationslehre (paläontologische und petrographische Charakteristik, bautechnisch verwertbare Gesteine, abbauwürdige Mineralien, insbesondere Erze).
4. Kurzer Abriß der Wasserführung der Gesteinsschichten (Ent- und Bewässerungsanlagen, Erbohrung von Brunnen usw.).
5. Bewegungen in der Erdrinde (Erdbeben und Erdrutsche) mit Berücksichtigung des Eisenbahn- und Tunnelbaues.

Frech.

Berichtigung.

Auf p. 272 Zeile 5—6 von unten ist an Stelle von: „anstatt der Mengen- die Konzentrationsverhältnisse eingesetzt" zu setzen: „Mengen- und Konzentrationsverhältnisse verwechselt".

Personalia.

Im Kampfe fürs Vaterland gefallen.

Dr. **Kurt Vogel von Falkenstein**, Privatdozent in Gießen, Leutnant der Landwehr, gefallen Ende Oktober in Frankreich.

Dr. **Wilhelm Lauterbach**, Lehramtsreferendar, Gefreiter der Reserve, gefallen am 22. August in Frankreich.

Gustav Schilling, cand. geol., Kriegsfreiwilliger, gefallen am 2. November in Frankreich.

Prof. Dr. **F. Seemann** aus Tetschen-Liebwerd, Kustos des min.-geol. Museums in Aussig, gefallen am 16. August nächst Schabatz in Serbien. Er war eben zum Professor für Mineralogie und Geologie an der landwirtschaftlichen Akademie als Nachfolger von Prof. HIBSCH in Tetschen ernannt worden.

Anton R. von Skrzynski, stud. geol., Kriegsfreiw. im Leibkürassier-Regiment, am 19. November in Russisch-Polen (Szadek).

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von O. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.









